

# Tengerfelszín hőmérséklet becslése NOAA AVHRR adatok felhasználásával

Diplomamunka

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Természettudományi Kar  
Meteorológiai Tanszék



Készítette: Juhász Henriett

Témavezetők: Dr. Pongrácz Rita  
Kern Anikó

Budapest, 2006.

## Tartalomjegyzék

Bevezetés.....	4
1. A tengerfelszín jellemzői.....	6
1.1 A tengerfelszín hőmérséklet mérésének lehetőségei .....	6
1.1.1 Az <i>in situ</i> SST mérésekről .....	6
1.1.2 A tengerfelszín rétegei .....	8
1.1.3 A tengerfelszín hőmérsékletének napi menete .....	11
2. A kvázipoláris NOAA műholdak és az AVHRR műszer .....	13
2.1 A meteorológiai kvázipoláris műholdak.....	13
2.1.1 A KLM-sorozat .....	14
2.1.2 AVHRR/3 műszer .....	15
2.2 Az ELTE TTK vevőállomása .....	17
3. A tengerfelszín hőmérsékletének becslése AVHRR adatokból .....	18
3.1 A különböző SST számító algoritmusok .....	18
3.1.1 Elméleti háttér .....	19
3.2 Légköri ablak ( <i>split window</i> ) technikák.....	21
3.2.1 A többcsatornás SST (MCSST) .....	22
3.2.2 A keresztcsatornás SST (CPSST).....	24
3.2.3 A nem-lineáris SST (NLSST) .....	24
3.3 Két csatornás (dual channel) technikák .....	25
3.4 Három csatornás (triple channel) technikák.....	26
4. A tengerfelszín hőmérséklet meghatározása .....	30
4.1 A felhasznált adatok.....	30
4.2 Az adatok előfeldolgozása .....	30
4.3 Az eredmények verifikálása .....	33
4.3.1 MODIS SST .....	33
4.3.1.1 Számítási módszerek .....	37
4.3.1.2 A MODIS SST és az AVHRR SST összehasonlítása .....	38
4.3.2 Számítási eredmények verifikálása <i>in situ</i> mérésekkel .....	44
5. Esettanulmányok.....	50
5.1 A Földközi-tenger áramlatainak, örvényeinek vizsgálata SST segítségével	50
5.1.1 Örvények a Keleti-medencében .....	51
5.1.2 Örvények a műholdképeken.....	53

5.2 Folyók torkolatának vizsgálata a tengerfelszíni hőmérséklet alapján.....	55
5.2.1 A Nílus-delta vizsgálata .....	55
5.2.2 A Duna deltájának vizsgálata .....	57
Összefoglalás.....	60
Köszönetnyilvánítás .....	62
Irodalomjegyzék .....	63

## Bevezetés

A meteorológia s azon belül az időjárás előrejelzés egyre nagyobb jelentőségűvé vált az utóbbi években. A meteorológia idáig is fontos szerepet töltött be egyes gazdasági ágazatokban, mint pl. az agrárgazdaságban, a logisztikában stb., de az utóbbi idők természeti katasztrófái azt eredményezték, hogy az emberek érdeklődése is megnőtt a meteorológia, illetve a pontos előrejelzések irányába. Tovább erősítette ezt a fokozott figyelmet az a tény is, hogy a globális klímakutatással foglalkozó tudósok a napjainkat jellemző információs technológiát felhasználva több emberhez juttathatják el a klíma változásáról szóló tényeket, illetve egy-egy természeti katasztrófáról órák alatt értesülhet a Föld nagy részének lakossága.

A környezeti információk iránt megnövekedett igény kielégítését segítik elő a bolygónk körül keringő meteorológiai és környezetkutató műholdak. Az első, 1957-ben fellőtt Szputnyik-1 műhold óta az amerikai NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) és a NASA (National Aeronautics and Space Administration) közösen már több meteorológiai célú műholdat felbocsátott, az általuk a Földre bocsátott adatokat pedig egyre több területen használják. Az első kísérlet célja annak kiderítése volt, hogy lehetséges-e a földi felhőrendszerek világúrból történő megfigyelése (Tánczer, 1988), és mivel a válasz egyértelműen pozitív volt, megindult a meteorológiai célú műholdak fejlesztése. A műholdak segítségével lehetővé vált olyan jelenségek tanulmányozása és előrejelzése, melyekre korábban ilyen globális információk hiányában nem kerülhetett sor. Azt mondhatjuk tehát, hogy a meteorológia műholdak jelentősen megkönnyítették az időjárás előrejelzését: a műholdak által mért adatsorokat már a numerikus modellekbe is beépítik (Köpken, 2001). Másrészt az így nyert információk elősegítik az időjárás okozta katasztrófák emberi és anyagi áldozatainak csökkentését. A műholdak jelenléte tehát a hatalmas előállítási költségek ellenére ma már nem nélkülözhető.

A meteorológiai kutatások egy részéhez elengedhetetlen a tengerek, óceánok felszíni hőmérsékleti mezőjének átfogó ismerete, mivel segítségével megfigyelhető, nyomon követhető az óceáni klíma változékonysága. A tengerfelszín hőmérsékletének (SST – Sea Surface Temperature) ismerete fontos

a gazdaság (pl. a halászat) számára is, mivel szemléletesen mutatja az óceáni áramlatokat, szoros összefüggésben áll a felhőzettel, valamint növelheti a tengeri közlekedés biztonságát is. A műholdak által meghatározott SST mezőt operatíván használják pl. a tonhal- és lazachalászatban (Butler *et al.*, 1988), a tengeri örvények lokalizálására (Millot *et al.*, 2004) vagy az ENSO jelenség előrejelzésére (Nowlin *et al.*, 1996).

A műholdas SST meghatározás óriási előnye a tengeri bóják alkalmazásával szemben, hogy globális lefedettséget ad, mely a műholdak alkalmazása előtt egyáltalán nem volt lehetséges. Bár a távérzékelés sosem olyan pontos, mint az *in situ* mérések, napjainkban abban a szerencsés helyzetben vagyunk, hogy mindkét fajta mérést felhasználva meglehetősen pontos képet kaphatunk a tengerek felszínének hőmérsékletéről.

Az SST meghatározása a tengerfelszín által kibocsátott közeli infravörös és infravörös hullámhosszú sugárzás mérésén alapul (Prabhakara *et al.*, 1974). Ehhez természetesen megfelelő műszerre van szükség, amit a NOAA kvázipoláris műholdsorozaton az AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) nevű sugárzásmérő műszer 1979 óta biztosít. Az AVHRR csatornái 6 különböző hullámhossztartományban mérnek, így adatait más tudományterületek is sikeresen használják (Cracknell, 2001). A tengerfelszíni hőmérséklet műholdas meghatározásának legelterjedtebb módja az AVHRR műszer által mért adatok felhasználása, azonban a hőmérséklet meghatározása során a különböző légköri összetevők jelentősen befolyásolják az SST-re kapott eredményeket. Emiatt különböző számítási módszerek terjedtek el a minél pontosabb hőmérséklet-meghatározás érdekében.

Diplomamunkám célja a NOAA AVHRR képekre alkalmazott egyes SST algoritmusok vizsgálata, összehasonlítása, és az Adriai-tenger térségére az egyes módszerek pontosságának meghatározása, illetve két példán keresztül az SST mezők gyakorlati felhasználhatóságának bemutatása. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem saját vevőberendezéssel rendelkezik, amellyel több kvázipoláris műhold mérései hozzáférhetők. A tengerfelszín hőmérséklet értékeinek meghatározásához ezen adatokat használjuk fel.

## 1. A tengerfelszín jellemzői

### 1.1 A tengerfelszín hőmérséklet mérésének lehetőségei

A tengerfelszín hőmérsékletének pontos ismeretére igény van, hiszen a gazdaság több területe, környezetvédelem, biológia stb. mind használja ezen adatokat. Az idők során többfajta mérési módszer is kialakult, ezekről most egy rövid áttekintést adunk (Ying-tsen *et al.*, 2003).

- 1) „Hagyományos” módszer: hajók, bóják vízhőmérséklet mérései
  - előnyök: könnyű működtetni, olcsó, és használhatók a tengeri áramlatok illusztrálására
  - hátrányok: hosszú ideig tart a mérés, csak lokális információt szolgáltat.
- 2) Műhold segítségével történő mérés közeli infravörös vagy infravörös hullámhosszon
  - előnyök: globális információ, fejlett technika, finom térbeli felbontás és nagy pontosság
  - hátrányok: hiányos adatsor a felhőzet miatt.
- 3) Műhold segítségével történő mérés mikrohullámú hullámhosszon
  - előnyök: globális információ, valós idejű mérés
  - hátrányok: az infravörös hullámhosszon történő mérésekhez képest gyengébb térbeli felbontás és kisebb pontosság, drága.

#### 1.1.1 Az *in situ* SST mérésekről

Az *in situ* SST mérések rövid módszertani és történeti áttekintése nem csupán a műholdas mérések kalibrációjához és verifikációjához kapcsolódva lényeges, hanem azért is, mert műholdak híján sokáig ezek jelentették az SST mérések egyetlen módját.

Az SST mérés hőskorában, a vitorlás hajók idejében, meglehetősen egyszerű módszert alkalmaztak a tengervíz hőmérsékletének mérésére: egy kötél a vízbe lógatott vödörbe vizet merítettek, majd ezt a fedélzetre emelve

egyszerű hőmérővel megmérték a víz (azaz a tenger felső 10-15 cm-es tartományából vett minta) hőmérsékletét.

A motor hajtotta hajók elterjedésével azonban ez a módszer nehézkessé vált, ezért a vödörnyi víz helyett a hajó motorjának hűtésére beáramló víz hőmérsékletét mérték. A bevezető cső a hajótesten 1-5 m mélységben található, így a módszer ebből a mélységből származó, ún. *bulk* hőmérsékleti adatokat biztosított, melyet „injekciós hőmérsékletnek” is nevezünk, mivel a hőmérőt a csőbe „injektáljuk” (helyezzük be). A mért hőmérsékletet egy analóg mutató jelezte, s a leolvasott értéket az időjárásjelentési adatokkal együtt rádióon továbbították. Mivel a mérés a gépház melegebb környezetében zajlott, így ezek az adatok általában felfelé torzítottak (Saur, 1963), s a bójás *bulk* SST méréseknél zajosabbak is (Emery *et al.*, 2000)

Az „injekciós mérés” továbbfejlesztett változata esetén a mérés már nem egy, a hajótesten belüli csőben történik, hanem a hajótest külső felületén, az ide erősített termisztorok (hőérzékelők) jóvoltából. A fém hajótest rendkívül jó hővezető, ezért az itt mért adatok jó közelítést adnak a tényleges *bulk* hőmérséklethez. Az egyetlen nehézséget az jelenti, hogy – terheléstől függően – a hajótest jobban, illetve kevésbé merül a vízbe, így a konzisztens mérések érdekében 3-5, a hajótest különböző pontjain elhelyezett érzékelő szükséges.

A '70-es években megjelenő, műhold által nyomon követett, s adataikat műholdnak továbbító úszó bóják illetve a rögzített, lehorgonyozott bóják jóvoltából az SST mérések eszköztára tovább bővült.

A sodródó bójákon a bójatest különböző pontjain elhelyezett termisztorok végzik a mérést. Ezek kezdetben a nagyméretű, gömb alakú bójáknak közvetlenül a merülési vonal alatti részén kaptak helyet, majd később a kisebb, szintén gömb alakú bóják alsó, vízbe merülő felületén. A rögzített bójáknak nem csak a testére, de a horgonykötelére is helyeznek érzékelőket, így nem csak a felszínközeli SST-ről szolgáltatnak adatokat, hanem a felső tengeri réteg vertikális hőmérsékleti profiljáról is (Emery *et al.*, 2001).

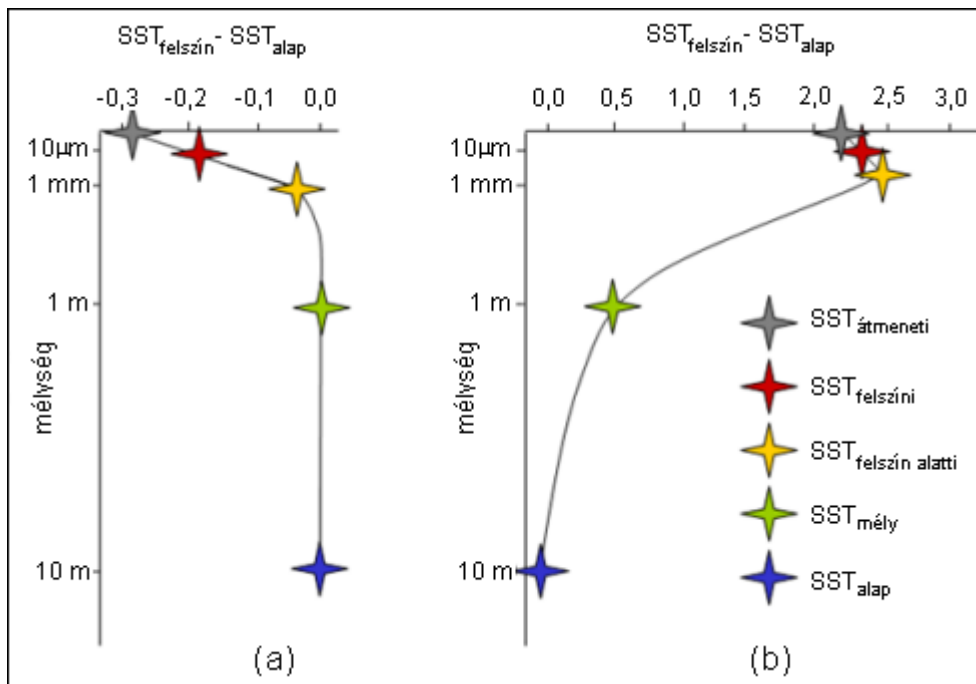
### 1.1.2 A tengerfelszín rétegei

Az SST nehezen becsülhető paraméter, ugyanis az óceánok, tengerek felső része (~10 m) komplex és változatos vertikális profillal rendelkezik az óceáni turbulencia, a légkör-tenger közötti hő-, nedvesség- és momentumáramnak köszönhetően. Emiatt a tenger egyes eltérő tulajdonságú rétegeire különböző definíciókat alkottak, hogy a különböző technikájú mérések között kapcsolatot teremthessenek. A következő meghatározások használatosak a tengerek egyes rétegeire ([www.medspiration.org](http://www.medspiration.org)) (1.ábra).

- Érintkező (interface) SST ( $SST_{int}$ ): egy nagyon vékony réteg a tenger és a légkör találkozásánál. Ennek a rétegnek a vastagsága csak 10  $\mu\text{m}$ -es nagyságrendű, és a hőmérséklet akár másodpercenként is változhat, emiatt a jelenlegi technikákkal nem mérhető.
- Felszíni (skin) SST ( $SST_{skin}$ ): az 500  $\mu\text{m}$  mélység feletti réteg az  $SST_{int}$ -tel érintkezik. Ebben a rétegben a molekuláris diffúzió a domináns hőszállítási mód. Nagyon jelentős vertikális hőmérsékleti gradiens jellemzi a tenger és a légkör közötti hőcsere miatt.
- Felszín alatti (subskin) SST ( $SST_{sub-skin}$ ): ezt a réteget a turbulens hőszállítási mód jellemzi. A hőmérséklet változékonysága itt már percekben mérhető. Ez a réteg maximum néhány mm vastagságú.
- Mély (depth) SST ( $SST_{depth}$ ): a felszínközeli réteg mélysége kb. 10 m-ig terjed, és a napsugárzás fűtő hatása befolyásolja. A hőmérséklet változékonysága órákban mérhető. Ezt a réteget hívják *bulk* rétegnek is (0,5-5 m mélység közötti réteg).
- Alap (foundation) SST ( $SST_{fnd}$ ): az a mélység, ahol már nem tapasztalható a tenger hőmérsékletében napi menet. Ez a réteg kb. 10 m mélyen kezdődik.

Műholdak segítségével az ún. *skin* SST hőmérséklet határozható meg, szemben a bóják *in situ* méréseivel, amelyek túlnyomó része a *bulk* hőmérsékletet méri (Emery *et al.*, 2001).

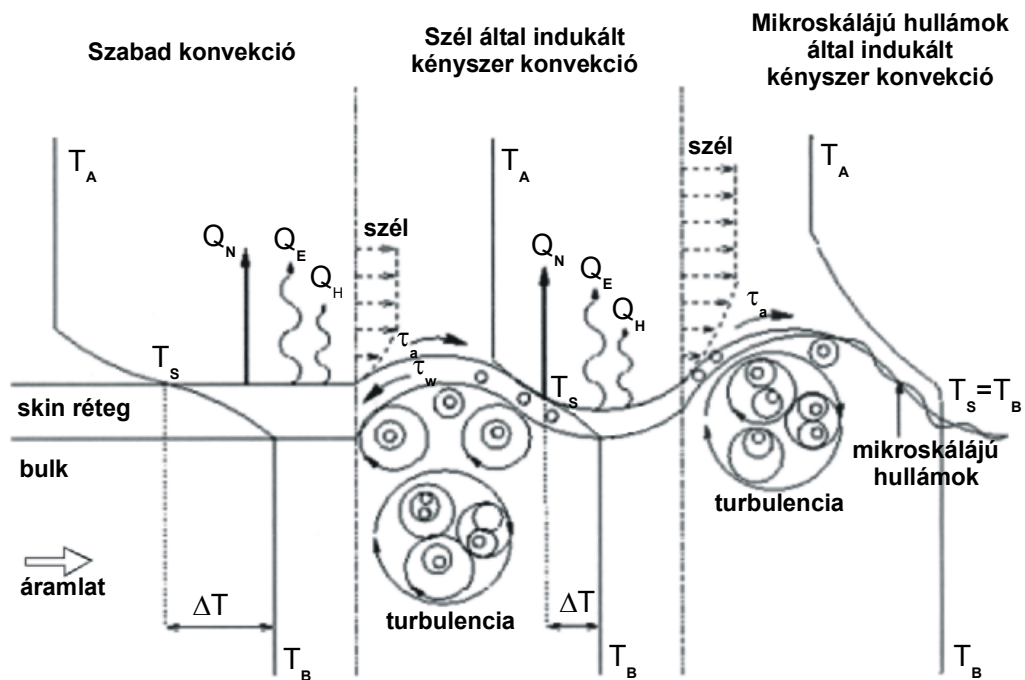




1. ábra: A tenger hőmérsékletének alakulása a mélységgel éjszaka (a), illetve nappal (b).

A *skin* réteg egy olyan molekuláris határfelület a tenger és a légkör között, melyben a hő, momentum és különböző gázok átadása, illetve cseréje zajlik. A '60-as – '70-es években végzett megfigyelések (Ewing és McAlister, 1960; Clauss *et al.*, 1970) során koncentráltak először erre a rétegre és ennek viselkedésére. Megállapították, hogy bár a külső behatások (szél, hullámozás) miatt ez a réteg meg-megbomlik, a körülményektől függően 1-12 másodpercen belül helyreáll, így gyakorlatilag folyamatosan jelen van a tengerfelszínen.

Mivel a műholdas SST mérési technikákkal a *skin* hőmérsékletet határozhatjuk meg, míg az ezek kalibrációja és verifikációja alapjául szolgáló *in situ* mérések többsége a *bulk* hőmérsékletet méri, ezért a kétféle érték közötti összefüggés vizsgálata igen fontos. A *skin* réteg hőmérséklete a *bulk* hőmérséklettől átlagosan  $0,3^{\circ}\text{C}$ -kal tér el, de az eltérés ( $\Delta T$ ) pillanatnyi értéke függ az időjárási viszonyoktól, a hullámozástól, a hőmérséklettől és folyamatosan változik. A  $\Delta T$  értékét befolyásoló tényezőket három különböző esetben mutatja be a 2. ábra, ahol  $T_A$ ,  $T_S$ ,  $T_B$  a levegő (air) és a tenger *skin* illetve *bulk* hőmérsékletét;  $Q_E$ ,  $Q_H$ ,  $Q_N$  a látens, a szenzibilis, illetve a nettó hőáramot;  $\tau_a$  és  $\tau_w$  pedig a felületi feszültséget jelöli.



2. ábra: A felszíni rétegben lezajló folyamatok

Az alacsony szélességek mellett jellemző *szabad konvekció* esetén statikus egyensúlyi állapot alakul ki, s a  $\Delta T$  értéke elsősorban a nettó hőáramtól függ. A *skin* réteg folyamatosan hűl egészen addig, amíg ennek következtében instabillá válik és lesüllyed, s a helyére melegebb, *bulk* rétegből származó víz áramlik.

A *szél által indukált kényszer konvekció* esetén a  $\Delta T$  értéke a nettó hőáram mellett a szél hatásától is függ. A szél keltette turbulencia miatt a *skin* réteg folyamatosan megújul, bár a *skin* réteghez közeledve a turbulencia mértéke folyamatosan csökken. Az első, *skin* rétegben játszódó folyamatok leírását célzó modell (Saunders, 1967) is ezt az esetet vizsgálta, s napjainkban is ez képezi a vizsgálatok alapját.

*Mikroskálájú hullámok által indukált kényszer konvekció* esetén a *skin* réteget mikroskálájú hullámok törik meg, majd a *skin* réteg ismét helyreáll. Ha ez a folyamat elég gyorsan ismétlődik, akkor a *skin* és a *bulk* hőmérséklet teljesen vagy közel azonos, és a hőáramtól, illetve szélességtől független lesz.

A valóságban nem tisztán az egyik vagy másik helyzet valósul meg, hanem általában ezek keveréke együttesen, s ennek megfelelően számos különböző, a *skin* és a *bulk* hőmérséklet közötti összefüggéseket leíró modell létezik (pl. Saunders, 1967, Wick *et al.*, 1996).

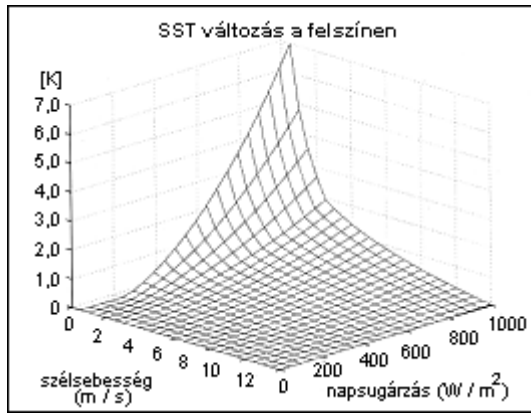
Modelleredményeket összevetve (Emery *et al.*, 2001) megállapítható, hogy a különböző modellek a  $\Delta T$  hozzávetőleges értékét ugyan meghatározzák, de olyan fokú pontatlansággal, ami a *bulk* hőmérsékletből  $\Delta T$  segítségével számított *skin* hőmérsékleti értékeket a műholdas mérésekben használhatatlanná teszik. Ugyanakkor egy a GOES műholdak adatai alapján végzett tanulmány (Wick *et al.*, 2000) kimutatta, hogy a műholdas mérési eredmények pontosságát nem befolyásolta, hogy azokat közvetlenül az *in situ bulk* adatokat felhasználva, vagy az *in situ bulk* adatokból  $\Delta T$ -vel számított elméleti *skin* hőmérsékleti adatokat felhasználva állították elő. Ha pedig a  $\Delta T$  értékének pontosítása érdekében további, fentebb leírt felszíni tényezőket vettek figyelembe, akkor éppen ellenkező eredményt értek el ezen tényezők mérhetőségének és modellezhetőségének korlátai miatt.

### 1.1.3 A tengerfelszín hőmérsékletének napi menete

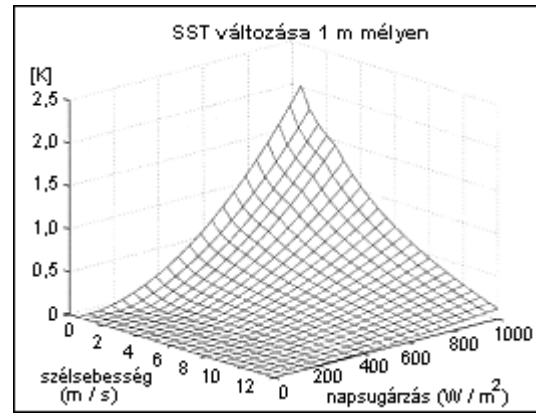
A tengerfelszín hőmérséklet napi menetének vizsgálatakor az előbbiekhöz hasonlóan meg kell különböztetnünk a *skin* és a *bulk* réteget. Láttuk, hogy a felszíni réteg hőmérsékletét főként a hő- és momentumáram határozza meg, és a fellépő egyensúly meglehetősen törékeny. Nyugodt időben a Napból érkező direkt sugárzás ezt a felső réteget akár 5°C-kal is felmelegítheti az alsóbb rétegekhez képest. Ugyanakkor, ha ez a fűtő hatás eltűnik (pl. lemegy a Nap), akkor a felszín és az alatta lévő réteg közti hőmérsékletkülönbség gyorsan csökken (<http://www.medspiration.org>).

Az SST napi menetét azért nehéz meghatározni, mert a műholdas mérések a felszíni (*skin*) réteget pásztázzák, amelynek meglehetősen nagy a változékonysága, a bójják pedig mélységüktől függően nem feltétlenül érzékelik a napi menetet (az 1. ábrának megfelelően 1 m mélyen már csak 0,5 °C-os eltérést tapasztalhatunk az *alap* SST-hez képest).

Kawai *et al.* (2002) modellezték a tengerfelszín hőmérséklet napi menetét bójják *in situ* sugárzási- és szélesebesség adatait, valamint műholdas méréseket is felhasználva. Eredményeik a 3. ábrán láthatók.



(a)



(b)

3. ábra: Az SST változása a *skin* (a) és a *bulk* (a) rétegben a szélsebesség és a napsugárzás függvényében

Összehasonlítva a két grafikont, szembeűnő, a két SST réteg hőmérsékletének eltérő változékonysága. Míg a mélyebben fekvő *bulk* réteg hőmérséklete napi szinten csak kb. 2°C-ot változik, addig a felszíni réteg hőmérsékletének napi változása a 7°C-ot is eléri. Ezt az eredményt számításaink verifikálása során nekünk is figyelembe kell vennünk.

## 2. A kvázipoláris NOAA műholdak és az AVHRR műszer

### 2.1 A meteorológiai kvázipoláris műholdak

A műholdak egyik nagy csoportját alkotják a kvázipoláris műholdak, melyek nevüknek megfelelően É-D-É irányban keringenek a Föld körül szemben a geostacionárius műholdakkal, melyek mindig a Föld egy adott pontja felett találhatóak (Tánczer, 1988). A kvázipoláris műholdak egyik nagy előnye, hogy globális áttekintést adnak a Földről, miközben naponta kétszer áthaladnak minden pont felett. Ez utóbbi jellemző lehetőséget ad arra, hogy adott terület egy-egy tulajdonságának (pl. hőmérséklet-változás) napi menetét is vizsgálhassuk.

Az első meteorológiai célú műhold a TIROS volt, melyet 1960-ban állított pályára a NOAA és a NASA egy közös projekt keretében. A két szervezet ezután sorozatban bocsátotta fel kvázipoláris műholdjait, és egész műholdcsaládot alakítottak ki a NOAA-6-tal kezdődően. A sikeres fellövés után kap a műhold sorszámot az addigi betűjel helyett. A műholdcsalád tagjai közül jelenleg a NOAA-17-es és NOAA-18-as az operatív délelőtti, illetve délutáni műhold. Ezt a funkciót mindig a két legfiatalabb műhold tölti be. A jelenleg aktív műholdak adatait az 1. táblázat tartalmazza. A délelőtti, illetve délutáni műhold azt jelenti, hogy a műhold nappal egy adott földrajzi pont felé haladva mikor lépi át az Egyenlítőt helyi idő szerint. A jelenleg aktív műholdak adatait a következő táblázat tartalmazza.

Név	Fellövés dátuma	Keringési magasság	Keringési idő	Jelenlegi állapot
NOAA-12	1991.05.14	804 km	101,1 perc	Délelőtti tartalék műhold
NOAA-14	1994.12.30	844 km	101,9 perc	Délelőtti tartalék műhold
NOAA-15	1998.05.13	807 km	101,1 perc	Délelőtti másodlagos operatív műhold
NOAA-16	2000.09.21	849 km	102,1 perc	Délutáni másodlagos operatív műhold
NOAA-17	2002.06.24	810 km	101,2 perc	Délelőtti operatív műhold
NOAA-18	2005.05.20	854 km	102,12 perc	Délutáni operatív műhold

1. táblázat: A NOAA műholdcsalád jelenleg is működő tagjai

A műholdak keringési magassága változó, 800-900 km közötti, keringési idejük viszont a napszinkron pálya miatt meglehetősen közel van egymáshoz. A keringési idő és magasság alapján a Földet naponta 14-szer kerülik meg, és egy adott földrajzi helyre naponta kétszer térnek vissza. Az első és második áthaladáskor egymással ellentétes irányból ellentétes irányból érkeznek.

Jelen diplomamunkában a NOAA műholdcsalád tagjai közül az ún. KLM-sorozattal foglalkozunk részletesebben, mivel ezen műholdak által mért adatokat használtuk fel a tengerfelszín hőmérséklet meghatározásához.

### 2.1.1 A KLM-sorozat

A KLM-sorozatnak a NOAA-15-ös műhold volt az első tagja. Ezeket a kvázipoláris műholdakat az előzőekhez képest továbbfejlesztett műszerekkel szerelték fel annak érdekében, hogy még részletesebb információkat szerezzenek a Föld felszínéről, légköréről és felhőzetéről. A KLM-műholdak legfontosabb műszereit a 2. táblázat tartalmazza.

A műszer neve	A műszer által mért fizikai paraméterek
AVHRR/3	A Föld felszíne és légköre által visszavert napsugárzás energiáját, és az általuk kisugárzott hőenergiát méri (látható és infravörös tartományban)
HIRS/3	A légkör és a felszín radianciáját méri (infravörös tartományban)
AMSU - A AMSU - B	A légkör és a felszín radianciáját méri (mikrohullámú tartományban)
SBUV/2	A visszaszóródott ultraibolya-sugárzás eloszlása alapján ózon mérése
SEM/2	Az elektromos töltött részecskék fluxusát méri a műhold magasságában
DCS/2	Adatgyűjtő berendezés, mely az adatok átjuttatásában segíti az óceáni mérőbójákat és ballonokat, illetve az elszigetelt meteorológiai állomásokat
SAR	Észlelő és átjuttató antenna-berendezés a vészjelzést leadó hajók és repülőgépek földrajzi helyzetének azonosítására

2. táblázat: A NOAA műholdak legfontosabb műszerei

A tengerfelszín hőmérséklet meghatározásához elsősorban az AVHRR/3 műszer adataira van szükség, ezért ezen műszer működését részletesebben bemutatjuk.

### 2.1.2 AVHRR/3 műszer

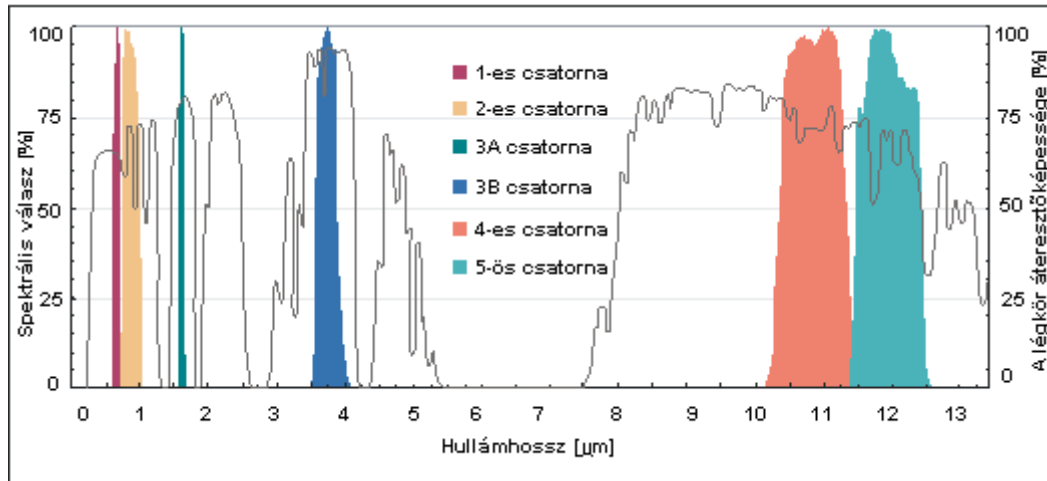
Az AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) egy leképező műszer, mely a Föld felszíne és légköre által visszavert napsugárzás energiáját, és az általuk kisugárzott hőenergiát méri. E műszernek már a harmadik verziója üzemel a NOAA-15-ös műholdtól kezdődően. Az AVHRR első verziója 1978-tól működött, legelsőként a TIROS-N műholdon (Kidwell, 1998). A műszer második verziója 1981-ben kezdte meg működését, és az AVHRR/1-hez képest már két termális csatornával rendelkezett (Kidwell, 1998), amely lehetővé tette az ún. *split window* (légköri ablak) technikák segítségével történő tengerfelszín hőmérséklet meghatározást. A hármas verzió egy hatcsatornás műszer, két látható, két közeli infravörös és két infravörös csatornával, ahol a két közeli infravörös csatorna közül az egyik csak nappal, a másik csak éjszaka üzemel. (Goodrum *et al.*, 1999). A műszer egyes csatornáinak hullámhossztartományát a 3. táblázat tartalmazza.

Csatornaszá m	Hullámhossztartomány [ $\mu\text{m}$ ]	Tartomány megnevezése	Üzemelés időszaka
1	0,58-0,68	Látható	Állandóan
2	0,725-1,10	Látható	Állandóan
3A	1,58-1,64	Közeli infravörös	Csak nappal
3B	3,55-3,93	Közeli infravörös	Csak éjszaka
4	10,30-11,30	Távoli infravörös	Állandóan
5	11,50-12,50	Távoli infravörös	Állandóan

3. táblázat: Az AVHRR/3 műszer csatornái

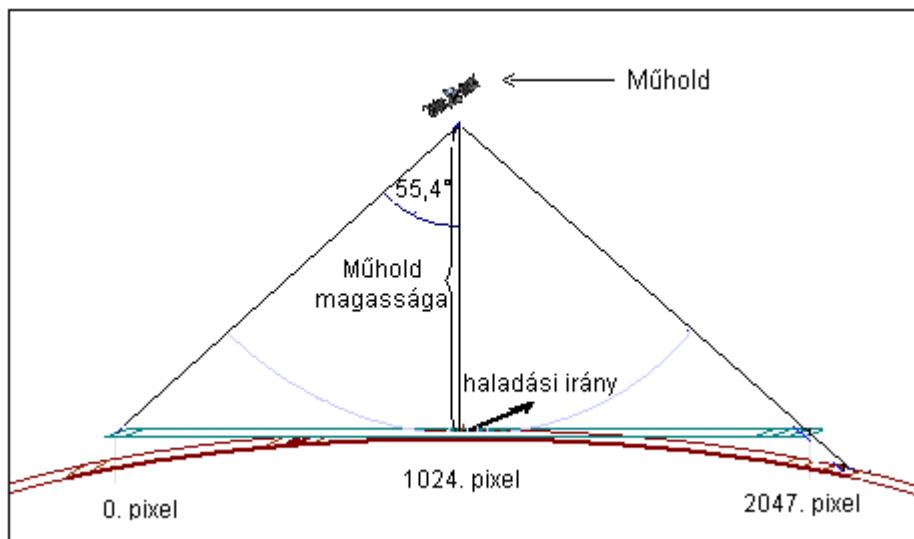
Az AVHRR műszer korábbi változataihoz képest a 3B csatorna az újdonság. A műszer hullámhossz-tartományait úgy alakították ki, hogy a különböző légköri tényezők (pl. vízgőz, gázok, aeroszolok) jelenléte minél kevésbé befolyásolja a mérést. Ezek a légköri alkotóelemek ugyanis elnyelik, illetve szórják a rájuk eső sugárzás egy részét, s ezért a műholdhoz már a módosított sugárzási energia jut el. Nagyon fontos ezen befolyásoló tényezők minél jobb kiszűrése, ami az ún. légköri ablakok használatával érhető el. A légköri ablakok olyan hullámhossz-tartományok, melyekben a lehető legkevesebb a légköri alkotók

összességének elnyelése, ezért jól alkalmazhatók különféle mérésekre. Az AVHRR/3-as műszer 3B csatornája olyan légköri ablak, amely csak éjszaka használható, mivel nappal túl nagy a légköri befolyásoló tényezők szórása (Brisson *et al.*, 1998) (4. ábra).



4. ábra: A NOAA-15-ös műholdon lévő AVHRR/3 műszer csatornáinak spektrális relatív válaszfüggvényei és a légkör sugárzásáteresztőképessége a hullámhossz függvényében.

Hogyan is működik az AVHRR/3 rendszere? A műszer egy forgótükörrel felszerelt rendszer, mely a műhold haladása közben soronként letapogatja a földfelszínt. Így egy sor, amely merőleges a műhold haladási irányára mindössze 1 pixel széles és 2048 pixel hosszú. A műhold mozgása közben a tükör forog, és a Földről érkező sugárzást rávetíti a műszer szenzorára. A folyamat sematikus képét mutatja az 5. ábra.





## 5. ábra: Az AVHRR sematikus működése

A tengerfelszín hőmérsékletének kiszámításához a jelenleg is használatos módszerek egy része csak a 4-es és 5-ös csatorna fényességi hőmérsékleteit használja az SST meghatározásához (Barton, 1995). A legújabb technikák – mint később látni fogjuk – az éjszakai megfigyelésekhez a 3B csatornát is felhasználják a pontosabb eredmény érdekében. Ezek a módszerek tehát csak a NOAA KLM-sorozat műholdjai segítségével alkalmazhatók, vagyis csak 1998 óta, mégis nagy népszerűségnek örvendenek, mert csökkentik a nappalihoz képest kisebb pontosságú éjszakai SST számítási hibáját. Az AVHRR műszer által mért adatok előfeldolgozását Kern (2004a.) munkája alapján végeztük.

## 2.2 Az ELTE TTK vevőállomása

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem egykori Környezetfizikai Tanszékcsoportjának 2002 óta áll rendelkezésére egy ún. HRPT (High Resolution Picture Transmission) vevőállomás (6. ábra). A berendezést az egyetem légymányosi épületére építették, melynek a koordinátái:  $47,475^{\circ}\text{É}$ ,  $19,062^{\circ}\text{K}$ , a magassága kb. 35 m. Az antenna segítségével a NOAA műholdcsalád, a kínai FengYun-1d, és az amerikai Aqua és Terra műholdak által sugárzott adatok foghatók. Az elemzésekhez 2003-2006-os időszakból választottunk műholdképeket.



6. ábra: Az Eötvös Loránd Tudományegyetem vevőállomása

### 3. A tengerfelszín hőmérsékletének becslése AVHRR adatokból

#### 3.1 A különböző SST számító algoritmusok

Az SST műholdas mérésekből történő számításának alapja, hogy infravörös hullámhosszokon az óceán majdnem fekete testként viselkedik. Ha nem lenne légköri abszorpció és emisszió, a hőmérséklet meghatározásához elég lenne egyetlen csatorna mérési eredményeit figyelembe venni. A gyakorlatban azonban ez nem megoldható, mivel a légkörben lévő vízgőz, szén-dioxid, metán, nitrogén-dioxid és aeroszolok befolyásolják a légkör tetején lévő hőmérsékletet – ezt hívjuk fényességi hőmérsékletnek – amit a műhold mérni tud. A tengerfelszín hőmérséklet műholdas adatokon nyugvó származtatásának fizikai lehetősége már régóta ismert volt. A 70-es években meghatározták azon légköri elemeket (vígőz, szén-dioxid, nitrogén-dioxid, stb.), melyek a legnagyobb mértékben befolyásolják azt a sugárzásmennyiséget, ami a felszínről indulva eljut a műhold érzékelőjéig (Minnett, 1990). E tényezők közül a vízgőz miatt szükséges a legtöbb korrekció (Barton *et al.*, 1988).

Az elmúlt közel négy évtizedben különböző technikákat fejlesztettek ki az SST minél pontosabb meghatározására. Az AVHRR/2 műszer bevezetésével terjedtek el a differenciált abszorpciós technikák, melyeknek három alapvető fajtája van. Úttörőnek mondhatók e témában Anding és Kauth (1970), akik megállapították, hogy két megfelelő hullámhosszon végzett, egy időben történő mérés eredménye közti különbség arányos annak a korrekciónak a nagyságával, amit a pontos eredmény érdekében el kell végezni. A fényességi hőmérsékletek különbségeit felhasználva Prabhakara *et al.* (1974) meglehetősen pontos SST eredményt produkáltak.

McClain *et al.* (1985) fejlesztették ki az ún. MCSST-t (Multi Channel Sea Surface Temperature), azaz a lineáris tengerfelszín hőmérséklet számítás módszerét. Évekig a NOAA is ezt az eljárást használta operatív módszerként. A fejlődés egy további lépcsőfoka az SST műholdas meghatározásában az a korrekció volt, mely a műhold mozgásából adódóan az eltérő nagyságú légtömegben keresztülhaladó sugárzás miatt szükséges, ez gyakorlatilag a műhold zenitszögének az algoritmusokba való integrálását jelentette (Cornillon *et al.*, 1987).

Még pontosabb tengerfelszín hőmérsékletszámítást tett lehetővé a nemlineáris algoritmusok bevezetése. A ma már nem használatos CPSST-ben (Cross-Product Sea Surface Temperature) a koefficiensek az egyes csatornákon mért fényességi hőmérsékletekkel voltak arányosak (Walton, 1988, Walton *et al.*, 1990). A jelenleg használatos nemlineáris SST számítási módszert Walton *et al.* fejlesztették ki (1998).

Hazánkban az SST származtatásával és elemzésével kapcsolatos kutatásoknak érthető okokból nincs nagy múltja, ennek ellenére szeretnénk megemlíteni egy 1986-ban íródott diplomamunkát, mely a különböző tengereket felszínhőmérséklet alapján osztályozta clusteranalízis segítségével (Csima, 1986). Műholdas adatok híján még csak bóják és hajók pontszerű adataira támaszkodhatott a szerző, de így is meghatározott egymástól jól elkülöníthető clustereket.

### 3.1.1 Elméleti háttér

Prévost törvénye szerint minden 0 K-nél magasabb hőmérsékletű test sugárzást bocsát ki magából elektromágneses hullámok formájában, és ezzel energiát ad le. Az olyan testeket, melyek az összes beérkező sugárzást elnyelik, abszolút fekete testnek hívjuk (Eisberg, 1961). A fekete testek sugárzásának hullámhossz-eloszlását ( $B(\lambda, T)$ ) már a XIX. században meghatározták, Wien pedig 1893-ban az alábbi összefüggést alkotta meg a fekete testek sugárzására:

$$B(\lambda, T) = \frac{f(\lambda, T)}{\lambda^5} \quad (1)$$

ahol  $\lambda$  az elektromágneses sugárzás hullámhossza,  $T$  az abszolút hőmérséklet Kelvinben megadva  $f$  pedig a hullámhossz és a hőmérséklet függvénye.

Ezt az összefüggést Planck pontosította, miközben bebizonyította, hogy az energia csak diszkrét egységekben létezhet, és ezen egységek energiája egyenlő  $h\nu$ -vel, ahol  $h$  a Planck állandó,  $\nu$  pedig az elektromágneses sugárzás frekvenciája. Ezek alapján a következő összefüggést állította fel:

$$B(\lambda, T) = \frac{hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\exp[hc/(kT\lambda)] - 1} \quad (2)$$

ahol  $c$  a fénysebesség,  $k$  pedig a Boltzmann-állandó.

A valódi testek nem nyelik el a rájuk eső teljes sugárzást, ennek megfelelően (2)-höz viszonyítva kevesebbet is sugároznak ki. Az emisszivitás az a hányados, mely megmutatja, hogy a valódi test mennyi sugárzást emittál adott hőmérsékleten és hullámhosszon az abszolút fekete testhez képest.

Hogyan is használható fel mindez a műholdas hőmérséklet-meghatározáshoz? A sugárzásmérő műszerek adott hullámhosszon mérik a beérkező sugárzást. Legyen  $N(\lambda_1, \lambda_2)$  a  $\lambda_1$  és  $\lambda_2$  hullámhosszok közötti sávban mért radiancia. Fekete test esetén a radiancia a következőképpen adható meg:

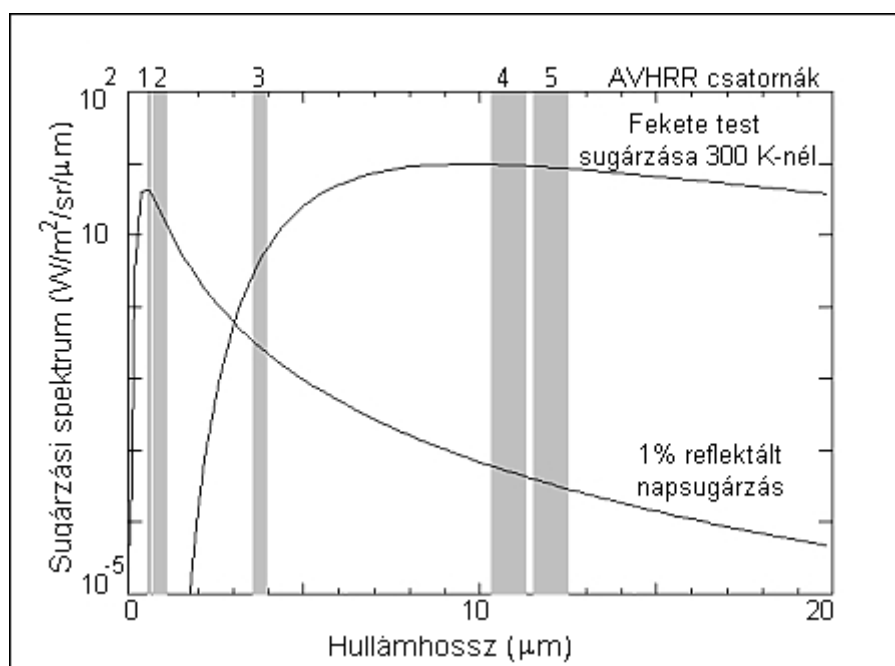
$$N(\lambda_1, \lambda_2) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B(\lambda, T) d\lambda \quad (3)$$

Minden hullámhosszhoz tartozó értékre kapunk egy ún. fényességi hőmérsékletet, mely megfelel a fekete test hőmérsékletének ugyanazon radiancia és hullámhossz esetén, vagyis ha ismerjük a test kisugárzását, és mérni tudjuk az emittált radianciát, akkor meghatározhatjuk a test felszínének hőmérsékletét.

Számos korlátja van azonban annak, hogy műholdon lévő műszerek segítségével határozzuk meg a tengerfelszínnek hőmérsékletét. Először is a felhők felfogják a tengerek infravörös sugárzásának egy részét, ebben az esetben tehát a ténylegesnél kevesebb sugárzás jut el a műholdon lévő műszerhez. Másik lényeges probléma, hogy a légkörben lévő gázok, részecskék is elnyelik, szétszórják a rájuk érkező sugárzás egy részét, továbbá saját maguk is sugároznak, ezért megváltoztatják a műholdhoz érkező sugárzás mennyiségét. Harmadrészt a felszín is szétszórja a rá érkező napsugárzást, míg a műhold csak egy adott irányból érkező sugárzást tud érzékelni. Az egyes torzító tényezők hatása hullámhosszfüggő, így különböző hullámhosszokon való mérésekből meghatározhatók azok a légköri korrekciók, melyek felhasználásával a műholdas számítás lehetséges (Barton, 1988).

### 3.2 Léggöri ablak (*split window*) technikák

A léggöri ablakok használata viszonylag egyszerű ötletre vezethető vissza. Mivel a léggöri alkotóelemek közül a vízgőz befolyásoló szerepe a legmeghatározóbb, ezért mennyiségének ismerete lehetővé teszi a pontos hőmérséklet megállapításához szükséges korrekciót. Az AVHRR 4-es csatornája gyakorlatilag a vízgőz elnyelési sávjának közepén van, míg az 5-ös a sáv közepétől kissé távolabb helyezkedik el, emiatt a 4-es csatornán mért hőmérsékletet sokkal kisebb mértékben torzítja a léggöri vízgőz jelenléte, mint az 5-ös csatorna esetén. Tehát a két csatornán mért fényességi hőmérsékletek különbségéből következtetni lehet a léggöri vízgőz mennyiségére. (Elachi, 1987).



7. ábra: A fekete test sugárzási spektruma az AVHRR csatornák által használt hullámhosszokon

A 7. ábra a fekete test sugárzási spektrumát mutatja 300 K-es hőmérséklet esetén, mely első közelítésben ezen a hőmérsékleten megegyezik a tengerek kisugárzásával. Az ábrán ezen kívül látható meg a reflektált sugárzás becsült spektruma, ami tengerfelszínnek esetén a beérkező sugárzás kb. 1%-a. A szórt sugárzás az AVHRR 4-es és 5-ös csatornáinak tartományában elég alacsony, tehát használatukkal becsülhető a tenger felszínének hőmérséklete.

A jelenlegi összes olyan módszer, mely az SST-t infravörös mérésekből származtatja, a két csatorna által mért hőmérséklet-különbséget használja az alábbi formula alapján:

$$SST = aT_i + b(T_i - T_j) + c \quad (4)$$

ahol  $T_i$  és  $T_j$  a fényességi hőmérsékletek az  $i$  és  $j$  csatornán,  $a$ ,  $b$  és  $c$  konstansok. (Prabhakara *et al.*, 1974). *Split window* technika alkalmazása esetén  $T_i$  a 4-es,  $T_j$  az 5-ös csatorna fényességi hőmérsékleteit jelenti. Bár a (4)-es egyszerűen alkalmazható a gyakorlatban, az összefüggés nem veszi figyelembe a műhold mozgása következtében annak a légtömegnek a változását, amelyen a felszínről érkező sugárzásnak keresztül kell hatolnia, míg eljut a műholdon lévő sugárzásmérő műszerig. Cornillon *et al.* (1987) numerikus modellek segítségével az egyenletet az alábbiak szerint módosították:

$$SST = aT_i + b(T_i - T_j) + c + d(1 - \sec\Theta) \quad (5)$$

ahol  $\Theta$  a műhold zenitszöge,  $d$  pedig a zenitszöghöz kapcsolódó konstans. Ez az új megközelítés nagy műhold-zenitszögek és nedves légkör esetén a számítás hibáját 1 K-nel csökkentette.

A légköri ablakok módszerén belül is különböző algoritmusokat vezettek be a pontosság javítása érdekében. Ezek alapján három alapvető számítási algoritmust különböztetünk meg (Skirving, 2001): a többcsatornás SST (multi-channel SST – MCSST), a keresztávós (cross-product – CPSST) és a nem lineáris (Non-linear SST – NLSST) módszert.

### 3.2.1 A többcsatornás SST (MCSST)

Ez a módszer lineáris összefüggést feltételez a felszíni és a fényességi hőmérséklet között. Mi a vizsgálatainkat a NOAA által meghatározott és használt egyenletek és koefficiensek alapján végeztük. Ezek alapján a tengerfelszín hőmérsékletét az MCSST módszerrel az alábbi egyenlettel határoztuk meg:

$$MCSST = A_1 \cdot T_4 + A_2 \cdot (T_4 - T_5) + A_3 \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\text{Sec}\Theta - 1) - A_4 \quad (6)$$

NOAA-16-os műhold esetén:

$$MCSST = A_1 \cdot T_4 + A_2 \cdot T_5 + A_3 \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\text{Sec}\Theta - 1) - A_4 \quad (7)$$

ahol  $T_4$  és  $T_5$  a 4-es és 5-ös csatorna által mért fényességi hőmérsékletek Kelvinben,  $\text{Sec}\Theta$  a műhold zenitszögének szekánsa, MCSST a többcsatornás tengerfelszín hőmérséklet °C-ban,  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$ ,  $A_4$  pedig a 4. táblázatban meghatározott konstansok (nappali mérések esetén).

Műhold	Az együtthatók értéke			
	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$A_4$
NOAA-15	0,959456	2,66358	0,570613	261,030
NOAA-16	3,301267	-2,30195	0,62897	273,770
NOAA-17	0,992818	2,49916	0,915103	271,206

4. táblázat: MCSST Split módszer egyenletekben szereplő konstansok

Mint észrevehető, az együtthatók műholdanként eltérnek egymástól. Mivel vizsgálataink során a NOAA-KLM sorozat képeit használtuk fel, ezért csak ezen három műholdra vonatkozó koefficienseket tüntettünk fel a táblázatban. A NOAA-16-os műhold letapogatást irányító motorjának 2004 márciusában történő meghibásodása miatt ezen műholdra a többitől eltérő egyenletet konstansokat kell alkalmazni annak érdekében, hogy elfogadható eredményt kapjunk a tengerfelszín hőmérsékletére.

Az SST algoritmus koefficienseit két fő módon számolják (Evans *et al.*, 1998). Az egyik módszer során sugárzási modell felhasználásával, továbbá a vertikális hőmérsékleti és nedvességi profilok meghatározásával „szimulálják” a műhold által mérhető fényességi hőmérsékletet. Ezt az értéket azután *in situ* mérések eredményeivel összehasonlítják, és regressziós egyenletekből származtatják a koefficienseket.

A másik módszert akkor alkalmazzák, ha a műhold áthaladása és a bója mérése térben és időben egymáshoz közel esik. Ekkor az *in situ* méréseket nem

becsült, hanem tényleges műholdas megfigyelésekkel hasonlítják össze, s így egy statisztikai algoritmussal adhatjuk meg az SST értékét.

Lényeges eltérés a koeficiens meghatározásának két módszere közt, hogy az első módszerrel meghatározott konstansokkal a tenger felszíni (*skin*) hőmérséklete határozható meg, amely az infravörös kisugárzásért felelős, míg a második esetben az ún. *bulk* – réteg hőmérsékletet kapjuk számításaink során, amely a hagyományos *in situ* műszerekkel mért tengerfelszín hőmérséklet (pl. bójják).

### 3.2.2 A keresztcsávós SST (CPSST)

Az új nemlineáris MCSST terméket a CPSST-t (keresztcsávós SST) 1990 márciusában vezette be a NOAA operatív SST számítási módként a NOAA-11-es műholdra. Ezzel együtt egy új összehasonlító eljárást is bevezettek a nappali SST számítási algoritmusra: amennyiben a CPSST és az MCSST segítségével kiszámolt tengerfelszín hőmérsékletek 1°C-nál nagyobb mértékben tértek el egymástól, a megfigyelést elvetették (NOAA 1998).

A CPSST kiszámítása az alábbi egyenlet alapján történt:

$$CPSST = [(A_1 \cdot T_5 - A_2) / (A_3 \cdot T_5 - A_4 \cdot T_4 - A_5)] \cdot (T_4 - T_5 + A_6) + A_7 \cdot T_5 + A_8 \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\sec\Theta - 1) - A_9 \quad (8)$$

ahol  $T_4$  és  $T_5$  a 4-es és 5-ös csatorna által mért fényességi hőmérsékletek Kelvinben,  $\sec\Theta$  a műhold zenitszögének szekánsa, CPSST a keresztcsávós tengerfelszín hőmérséklet °C-ban,  $A_i$  ( $i=1, \dots, 9$ ) pedig meghatározott konstansok. Mivel ezt a módszert operatíván csak 1991. áprilisáig használták, ezért a NOAA-KLM sorozatra már nem határozták meg a konstansokat.

A CPSST módszernek előnye az MCSST módszerrel szemben, hogy jobban figyelembe veszi a légköri vízgőz módosító hatását a tengerfelszín hőmérséklet számítás során.

### 3.2.3 A nem-lineáris SST (NLSST)



A CPSST egyszerűsített változatát 1991 áprilisában vezette be a NOAA NLSST néven. Jelenleg a nappali időszakban ezt a módszert használják az SST meghatározására. Az NLSST az alábbi egyenlőség segítségével határozható meg:

$$NLSST = A_1 \cdot T_4 + A_2 \cdot (T_4 - T_5) \cdot T_{sfc} + A_3 \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\sec\Theta - 1) - A_4 \quad (9)$$

ahol  $T_4$  és  $T_5$  a 4-es és 5-ös csatorna által mért fényességi hőmérsékletek K-ben,  $\sec\Theta$  a műhold zenitszögének szekánsa, NLSST a többcsatornás tengerfelszín hőmérséklet °C-ban,  $T_{sfc}$  a tengerfelszín hőmérséklet valamilyen elsődleges becslése °C-ban, (ún. first guess-e), mely térben és időben megfelelően „közel” van,  $A_1, A_2, A_3, A_4$  pedig az 5. táblázatban meghatározott konstansok (nappali mérések esetén).

Műhold	Az együtthatók értéke			
	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$A_4$
NOAA-15	0,890887	0,0887396	0,557058	240,244
NOAA-16	0,914471	0,0776118	0,668532	248,116
NOAA-17	0,936047	0,0838670	0,920848	253,951

5. táblázat: NLSST Split módszer egyenletekben szereplő konstansok

A  $T_{sfc}$  meghatározásánál térben maximum 1 szélességi/hosszúsági fokkal térhetünk el az aktuális megfigyelés koordinátáitól, továbbá -2 és 28 °C közötti értéket vehet fel. Időben kisebb a kötöttség, felhasználható az előző napi AVHRR adatokból számolt SST mező is a  $T_{sfc}$  értékének megadásához. Gyakorlatban az MCSST módszerrel kiszámolt tengerfelszín hőmérséklet mezőt használják  $T_{sfc}$ -ként (Li *et. al.*, 2001). Ez azért is kézenfekvő, mivel térben és időben ugyanazon mező hőmérsékletének meghatározásához használják az MCSST-t, mint az NLSST-t, így a térbeli és időbeli közelség megvalósul.

Ezen diplomamunkában mi is az NLSST módszert használjuk nappali mérésekhez kapcsolódó tengerfelszín hőmérséklet kiszámításához.

### 3.3 Két csatornás (dual channel) technikák

A kétcsatornás és a 3.4-es fejezetben leírásra kerülő három csatornás mérési technikák esetén nem csak a termális csatornák fényességi hőmérsékleteinek felhasználásával származtatják a tengerfelszín hőmérsékletét, hanem a közeli infravörös csatornák értékeit is figyelembe veszik (Barton, 1995).

Kétcsatornás esetben az AVHRR sugárzásmérő műszer 3B (3,7  $\mu\text{m}$  hullámhosszon működő) csatornájából származó adatokat vetik össze a termális csatornák közül a 4-es csatorna értékeivel, és a kettő közti különbségből következtetnek a tengerfelszín hőmérsékletére.

Két csatornás esetben az (5)-ben szereplő  $T_i$  az AVHRR 3B, a  $T_j$  index pedig a 4-es csatornán mért fényességi hőmérsékletet jelenti.

A kétcsatornás technikák esetében is megkülönböztetjük a *split window* technikák esetén alkalmazott három módszert, az MCSST-t, a CPSST-t és az NLSST-t, és a megkülönböztethetőség miatt ezen rövidítések után odateszik a „dual” elnevezést.

Ezt a technika a gyakorlatban kevésbé terjedt el, mivel alig fél év múlva (1982 szeptemberében) bevezették a három csatornás SST számítási módszert, amely – mivel több csatornát használ a tengerfelszín hőmérséklet számításához – a tapasztalatok szerint pontosabb eredményt ad (NOAA 1998).

### 3.4 Három csatornás (triple channel) technikák

Ez az algoritmus a kétcsatornás módszer továbbfejlesztése, mely az SST számítás során a közeli infravörös csatornák közül a 3B csatorna, a termális csatornák közül pedig mind a 4-es, mind az 5-ös csatorna fényességi hőmérséklet értékeit használja. Ebben az esetben (5) az alábbiak szerint módosul:

$$SST = aT_j + b(T_i - T_k) + c(1 - \sec\Theta) + d \quad (10)$$

ahol  $T_j$  a 4-es,  $T_i$  a 3B,  $T_k$  az 5-ös csatorna fényességi hőmérséklete,  $a$ ,  $b$ ,  $c$  és  $d$  pedig konstansok.

A három csatornás SST számítási algoritmusokat is három részre oszthatjuk az előzőekhez hasonlóan, tehát beszélhetünk az angol rövidítéseket használva MCSST Triple, CPSST Triple és NLSST Triple technikákról.

Mivel ezek a módszerek alapelvükben nagyon hasonlóak a (3.2.2) alfejezetben tárgyalt technikákhoz, ezért itt nem részletezzük őket külön-külön. Csak az MCSST Triple és NLSST Triple módszerekhez tartozó SST kiszámítási algoritmusokat mutatjuk be, mivel az éjszakai mérések esetében mi is az NLSST Triple technikát alkalmaztuk a tengerfelszín hőmérséklet meghatározásához, amely viszont first guess-ként az MCSST Triple módszer eredményeit használja fel.

Az MCSST Triple módszer esetén tehát az SST az alábbi módon számolható:

$$MCSST = A_1 \cdot T_4 + A_2 \cdot (T_3 - T_5) + A_3 \cdot (T_3 - T_5) \cdot (\sec\Theta - 1) + A_4 \quad (11)$$

ahol  $T_4$  és  $T_5$  a 4-es és 5-ös csatorna által mért fényességi hőmérsékletek K-ben,  $\sec\Theta$  a műhold zenitszögének szekánusa, MCSST a többcsatornás tengerfelszín hőmérséklet °C-ban,  $A_1, A_2, A_3, A_4$  pedig a 6. táblázatban meghatározott együtthatók (éjszakai mérések esetén).

Műhold	Az együtthatók értéke			
	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$A_4$
NOAA-15	0,91312	0,090576	0,476940	-276,756
NOAA-17	1,00903	0,913248	0,440015	-274,622

6. táblázat: Az MCSST Triple algoritmusban alkalmazott együtthatók

A NOAA-16-os műholdra az MCSST Triple módszer esetén is eltérő algoritmussal kell számolni, amint azt a (12)-es egyenlet mutatja.

$$MCSST = A_1 \cdot T_3 + A_2 \cdot T_4 + A_3 \cdot T_5 + A_4 \cdot (T_3 - T_5) \cdot (\sec\Theta - 1) + A_5 \quad (12)$$

Az egyes jelölések megegyeznek a (11)-hez tartozókkal, plusz egy extra együtthatót vezettek be a pontosabb eredmény érdekében. A NOAA-16-hoz tartozó konstansokat a 7. táblázat tartalmazza.

Műhold	Az együtthatók értéke				
	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$A_4$	$A_5$
NOAA-16	1,0168 4	0,73353 2	- 0,753123	0,34418 2	- 271,763

7. táblázat: MCSST Triple egyenletekben szereplő konstansok NOAA-16-os műholdra

Az MCSST kiszámítása után következhet az NLSST Triple kiszámítása az alábbi összefüggés alapján:

$$NLSST = A_1 \cdot T_4 + A_2 \cdot T_{sfc} \cdot (T_3 - T_5) + A_3 \cdot (T_3 - T_5) \cdot (\sec\Theta - 1) + A_4 \quad (13)$$

ahol  $T_4$  és  $T_5$  a 4-es és 5-ös csatorna által mért fényességi hőmérsékletek K-ben,  $\sec\Theta$  a műhold zenitszögének szekánsa, NLSST a többcsatornás tengerfelszín hőmérséklet °C-ban,  $T_{sfc}$  a tengerfelszín hőmérséklet valamilyen elsődleges becslése °C-ban, jelen esetben az MCSST Triple eredménye,  $A_1, A_2, A_3, A_4$  pedig a 8. táblázatban meghatározott konstansok (éjszakai mérések esetén).

Műhold	Az együtthatók értéke			
	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$A_4$
NOAA-15	0,998871	0,0345648	1,399856	-271,449
NOAA-16	0,955816	0,0335850	1,57899	-259,583
NOAA-17	0,991993	0,0312366	0,458700	-269,334

8. táblázat: NLSST Triple egyenletekben szereplő együtthatók

A két és háromcsatornás mérések az utóbbi években kezdtek elterjedni annak köszönhetően, hogy nagyobb pontosságot lehet velük érni, mint a *split window* technikákkal. Ennek elsődleges oka, hogy a 3,7  $\mu\text{m}$ -es hullámhossz minimális légköri abszorpciót mutat, vagyis ezen a hullámhosszon a légköri összetevők a rájuk eső sugárzást csak kis mértékben nyelik el és szórják szét. E módszerek meglehetősen nagy hátránya azonban, hogy a 3B csatorna csak éjszakai mérésekre képes, mivel nappal „napfénnel szennyezett”, vagyis ez a hullámhosszú sugárzás nappal olyan mértékben szóródik a légköri alkotóelemeken, hogy nem használható SST kiszámítására (Brisson *et al.*, 1998).

A nappali és az éjszakai eltérő sugárzási viszonyok miatt eltérő algoritmusok használatosak a két időszakra. Az éjszakai SST meghatározását leíró egyenletek tartalmazzák a 3B csatorna adatait is, míg a nappali algoritmusok csak a termális (4-es, 5-ös) csatornák adatait.

Bár a NOAA műholdakon a NOAA-15-ös műholdtól kezdve ugyanaz az AVHRR/3 műszer található, az egyes műholdak sajátosságai, eltérő kalibrációja miatt az SST konkrét kiszámításához használatos, az egyenletekben szereplő konstansok értéke változik attól függően, hogy melyik műholdtól származnak az adott áthaladás adatai. Ezen eltéréseket a tengerfelszín hőmérséklet kiszámításakor nem szabad figyelmen kívül hagyni.

Jelen diplomamunkában a *split window* technikák bemutatására helyeztük a hangsúlyt, mivel ez a legáltalánosabban elterjedt olyan módszer, amely nappal és éjszaka egyaránt használható, valamint a másik két módszernek is az alapja. Ismertettük a légköri ablakok módszerén belül alkalmazott konkrét eljárásokat a tengerfelszín hőmérséklet kiszámítására. A következő fejezetben konkrét esettanulmányokon keresztül vizsgáljuk az egyes módszerek hatékonyságát.

## **4. A tengerfelszín hőmérséklet meghatározása**

### **4.1 A felhasznált adatok**

Az ELTE TTK ún. HRPT (High Resolution Picture Transmission) vevőállomással rendelkezik. A HRPT az adattovábbítás egyik módja, melynek segítségével a vevőállomások hozzájuthatnak a műhold által sugárzott adatokhoz. A HRPT nagyfelbontású képtovábbítás, melynek során a műholdas adatok közvetlen rádióvétellel érhetők el a műhold pillanatnyi adóközetén belül. Ezen vételi módszer előnye, hogy a műhold adatai azonnal hozzáférhetők, ha a műhold rádióadása vehető, vagyis a horizont felett helyezkedik el. Másrészt ezzel a módszerrel elérhető adatok körét is leszűkítettük, mivel ha a műhold a horizont alá esik, az általa mért adatokhoz nem juthatunk hozzá, miközben mindig az utoljára mért adatokat sugározza 665400 bit/másodperc sebességgel. A műhold maximum 15-16 perc alatt halad végig az égbolton, és ezalatt az idő alatt sugárzott adatok közt megtalálhatók az AVHRR/3 sugárzásmérő, az ATOVS (Advanced TIROS Operational Vertical Sounder) vertikális szondázó egység és a TIROS információfeldolgozó egység adatai.

A HRPT természetesen nem az egyetlen műholdas adatszerzési mód. A műhold saját tárolóegységeiben is tárol adatokat, melyeket csak arra jogosult állomások kérdezhetnek le, továbbá a közvetlen rádióvételes módszereknek is több fajtája van. Mivel jelen diplomamunkában a szükséges adatokhoz a nagyfelbontású képtovábbítás módszerével jutottunk hozzá, ezért a többi módszert most nem részletezzük.

### **4.2 Az adatok előfeldolgozása**

A letöltött HRPT fájlokön előfeldolgozást kell végezni, mielőtt felhasználhatjuk a tengerfelszín hőmérséklet meghatározására. A következő lépéseket kell végrehajtani (Kern, 2004b):

1. A műholdról érkező fájlok 10 bitesek, további feldolgozás céljára ezeket 16 bitessé kell konvertálni. Ezután lehetővé válik az AVHRR sugárzásmérő műszer adatainak elkülönítése.
2. Következő lépés a földrajzi azonosítás, melynek során minden képi pixelhez hozzárendelünk egy földrajzi koordinátapárt ( $\varphi$  - földrajzi szélesség,  $\lambda$  - földrajzi hosszúság). Az általunk alkalmazott földrajzi azonosítás Brouwer-Lyddane által kidolgozott módszeren alapul. Ez összetett folyamat, melynek pontos elvégzéséhez a műholdak mozgását leíró navigációs táviratok is szükségesek. Ezek az ún. TBUS táviratok internetről (<http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/ptbus.html>) tölthetők le már a műhold áthaladási előtt. A földrajzi azonosítás azért lényeges lépés, mert a műholdképre így ráilleszthető a földrajzi fókusz, jellegzetes földrajzi tereptárgyak és országhatárok, illetve lehetővé válik adott földrajzi pont fizikai tulajdonságainak nyomon követése az időben.
3. A földrajzi azonosítás után következik a megfelelő kivágat készítése. Az eredeti műholdkép túl nagy, és ha csak egy adott területet vizsgálunk, felesleges az eredeti képpel dolgoznunk. A kivágatkészítés célja tehát az eredeti kép egy kisebb, meghatározott területének prezentálása, mely a számunkra lényeges információkat tartalmazza. A kivágat mérete ideális esetben  $1024 \times 1024$  képpont, ekkora nagyságú terület már tartalmazza a számunkra lényeges területet, másrészt a kivágatok szélein már felfedezhető a Föld alakja okozta torzulás, vagyis a kép szélein a tereptárgyakat jelző görbe nem illeszkedik annyira, mint a kép közepén. A tengerfelszín hőmérséklet számítás esetén a kivágatot úgy készítettük el, hogy a  $(44^\circ\text{É}, 14^\circ\text{K})$   $\varphi$  és  $\lambda$  koordinátapont legyen a kép középpontjában (Közép-Olaszország), mert így látható a vizsgálni kívánt terület. Ha a műhold úgy haladt át, hogy az általunk választott középpont az eredeti kép széle felé esett, és  $1024 \times 1024$  pixeles kivágat nem volt elkészíthető, úgy  $700 \times 700$  képpont terjedelmű kivágatot készítettünk. A kivágat elkészítése után következik a kézi partvonal-illesztés, melynek célja a földrajzi azonosítás  $\pm 3-7$  pixeles hibájának korrigálása a pontosabb eredmény érdekében. Az SST meghatározása során a „manuális” földrajzi

azonosításnak különös jelentősége van a partok közelében, hiszen egy-egy pixelnyi eltérés is azt eredményezheti, hogy a szárazföldi területek figyelembe vételével torzítjuk a tenger felszínére kapott hőmérsékletértékeket.

4. A hőmérsékletszámítás elengedhetetlen kelléke az AVHRR/3 műszer 4-es és 5-ös csatornája által szolgáltatott fényességi hőmérséklet értékek. Ahhoz, hogy a műholdról származó nyers beütésszámokból megkapjuk az egyes csatornákhöz tartozó fényességi hőmérsékletet, szükséges a kalibráció folyamata. A kalibráció olyan átviteli függvények meghatározásából áll, melyek kapcsolatot létesítenek a mért és a tényleges sugárzási értékek közt (Goodrum *et al.*, 1999). Ez az átviteli függvény a kalibrálni kívánt csatorna hullámhossz-tartományától, illetve a sugárzást mérő rendszer hőmérsékletétől függ. Az AVHRR műszer csatornái mind más hullámhossz-tartományokban működnek, és a kalibráció folyamata során csatornánként más fizikai paraméter értékét kapjuk meg. A tengerfelszín hőmérséklet meghatározás szempontjából fontos 4-es és 5-ös csatornák ún. termális csatornák, melyek az infravörös sugárzási tartományban mérnek, tehát nem a visszavert napsugárzást érzékelik, hanem a felszín és a felette elhelyezkedő légréteg által kibocsátott hosszúhullámú sugárzást, így e csatornákkal lehetséges a felszíni hőmérséklet-meghatározás (Tánczer, 1988).
5. Az infravörös hullámhosszokon történő összes SST mérés hátránya, hogy csak azon képpontokra alkalmazhatók, melyek felhőmentesek, mivel a felhős pixelek által kibocsátott hosszúhullámú sugárzást a műhold nem tudja elkülöníteni a tengerfelszín sugárzásától, így a felhős pixelek a hideg felhőtetők miatt alacsonyabb hőmérsékletet mutatnak, mint az ahhoz a képponthoz tartozó tengerfelszín hőmérséklete lenne. Nagyon fontos lépés tehát a felhőszűrés, melynek keretében meghatározhatók azok a képpontok, melyekre nem alkalmazható az SST számítási algoritmus. Az általunk alkalmazott felhőszűrés Derrien *et al.* (1993), valamint Saunders és Kriebel (1998) nevéhez fűződnek. A felhős pixelekre csak interpolációval határozható meg a tengerfelszín hőmérséklete.



### 4.3 Az eredmények verifikálása

Mint minden módszer, a műholdas tengerfelszín hőmérséklet meghatározás is abban az esetben életképes, ha eredményeit megfelelően ellenőrizni tudjuk. Legkézenfekvőbb módja az ellenőrzésnek, ha a műhold által meghatározott értékeket *in situ* hőmérsékletértékekkel vetjük össze. A műholdas mérések tengeri által szolgáltatott hőmérsékletekkel nehézségeiről több publikáció is született (McMillin *et al.*, 1984, Wick *et al.*, 1992, Emery *et al.*, 2001, stb.).

A verifikálás egy másik lehetséges módja – amely az eredményeket ugyan csak részlegesen támasztja alá, de áttekintést ad a módszer használhatóságáról – ha a műholdas számításokat egy másik műhold hasonló eljárásával hasonlítjuk össze. Esetünkben a NOAA műholdak AVHRR műszerrel történő számítási algoritmusát vettettük össze a Terra és az Aqua műholdakon lévő MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) sugárzásmérő műszer méréseinek segítségével meghatározott SST értékekkel. A MODIS működésének és SST számítási mechanizmusának leírását megtalálhatjuk Brown *et al.* (1999) munkájában.

#### 4.3.1 MODIS SST

Az AVHRR adatokból származtatott SST értékek műholdas verifikációjához az ELTE vevőállomás által vett MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) adatokat választottuk. A MODIS az AVHRR-hez hasonló leképező műszer, mely a látható és az infravörös hullámhossztartományokban érzékeli a föld-légkör és tengerfelszín-légkör rendszerek felől érkező sugárzást. A MODIS kifejlesztése a NOAA műholdakon lévő infravörös sugárzásmérő több évtizedes működésén alapul, ezért ebből a szempontból annak továbbfejlesztésének tekinthető (Brown *et al.*, 1999). Mivel az ELTE antennája képes az Aqua és a Terra műholdakon lévő MODIS sugárzásmérő adatainak vételére, és ezen adatok a Meteorológiai Tanszéken feldolgozásra is kerülnek, célszerűnek tűnt a NOAA AVHRR segítségével meghatározott SST-eredményeket a MODIS adatokból számolt tengerfelszín hőmérsékletekkel összevetni.

A MODIS sokkal „fiatalabb” műszer, mint az AVHRR, ez előnye és egyben a hátránya is, mivel néhány éves működése (a MODIS szenzort hordozó Terra műholdat 1999 decemberében, az Aqua műholdat 2002 májusában bocsátotta fel a NASA) nem vethető össze az AVHRR több mint 25 éves múltjával. Másrészt viszont mivel a MODIS újabb fejlesztésű, ezért az AVHRR tapasztalatokra alapozva alkották meg a műszert, hogy minél több igényt ki tudjon kielégíteni. Ennek eredményeképpen a MODIS 36 csatornával rendelkezik, szemben az AVHRR 5+1 csatornájával, és ezek közül 3 közeli és 2 távoli infravörös csatorna használható SST számításra (9. táblázat).

Csatorna száma	Tartomány közepe ( $\mu\text{m}$ )	Tartomány szélessége ( $\mu\text{m}$ )
20	3,75	0,18
22	3,959	0,0594
23	4,05	0,0608
31	11,03	0,5
32	12,02	0,5

9. táblázat: A MODIS műszer SST-hez felhasználható csatornái

A MODIS SST számítási módszere ugyanazokon a fizikai törvényszerűségeken alapul, mint az AVHRR. A szenzor tengerfelszínről érkező sugárzást érzékeli, és a megfelelő kalibráció után az egyes csatornákon felfogott sugárzásból fényességi hőmérsékletet számíthatunk. Ezt a fényességi hőmérsékletet – ahogy már láttuk – légköri tényezők, aeroszolok, légköri gázok stb. befolyásolják, emiatt nem egyezik meg a felszín tényleges hőmérsékletével. Ezért az SST számításakor ezen tényezőket figyelembe kell venni.

A műhold által mért fényességi hőmérsékletet legnagyobb mértékben a légköri vízgőz befolyásolja, ennek kiküszöbölése az egyik kiemelkedő feladat az SST számításban. Az AVHRR-hez hasonlóan a MODIS esetén is alkalmazzák a „split window” technikákat, a MODIS 31-es és 32-es csatornája olyan légköri ablak tartományokban végez méréseket, melyekben a 300 K hőmérsékletű fekete test kisugárzása közel maximális (ez kb. a Föld átlagos hőmérséklete). A 10-12  $\mu\text{m}$  hullámhosszú tartományban ugyanakkor a vízgőz abszorpciója jelentős eltérést mutat a 31-es és a 32-es csatornára, ezért a kettő összevetéséből következtetni lehet a tényleges felszíni hőmérsékletre (Brown *et al.*, 1999).

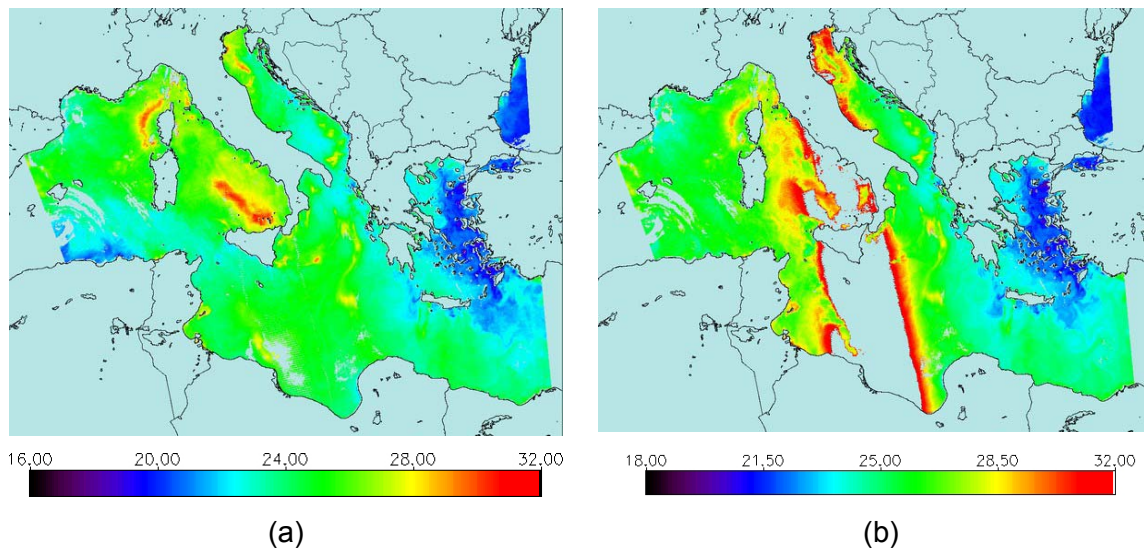
Az SST számításának egy másik megközelítése, hogy azon hullámhosszokat használjuk fel, melyeket a legkevésbé befolyásol a légköri vízgőztartalom. Ez a hullámhossz 4  $\mu\text{m}$  körül van, és a 9. táblázatból látható, hogy a MODIS-nak három csatornája (20, 22, 23) is ebben a hullámhossz-tartományban mér. Ezen új módszerre való törekvés megtalálható az AVHRR-t használó SST számító algoritmusokban is, az AVHRR/3 műszer bevezetése óta a 3B csatorna 3,55-3,93  $\mu\text{m}$ -es hullámhossz-tartományát is felhasználják az SST meghatározására, mint azt a 3. fejezetben a „dual” és „triple” technikák esetén bemutattuk. A MODIS-nak azonban nagy előnye, hogy ebben a hullámhossz-tartományban három csatornája is mér, így a közeli infravörös méréseket nem kell a távoli infravörös mérésekkel kombinálni. Az SST számításhoz tehát adott három közeli-infravörös tartományban mérő csatorna, melyekben minimális a vízgőz hatása, s ezek elég szűk tartományok. Másrészt van két termális csatorna, melyeknek szélesebb a hullámhossz-tartománya, ahol a Föld kisugárzása közel maximális, viszont a vízgőz hatása is elég jelentős.

Úgy tűnhet, hogy a közeli infravörös csatornák jobban felhasználhatók az SST meghatározására, mint a termális csatornák, de ugyanaz a probléma felmerül, mint az AVHRR 3B csatornájának alkalmazásakor. A nyílt tenger felett létrejövő nagy szélességegek miatt nappal nagy területen megnő a tenger felett a reflektivitás, amely a műholdképeken „becsillanás”-ként jelentkezik. Tehát ez a módszer nem alkalmazható nappali SST meghatározására az ilyen területeken. Erre a becsillanásra mutat példát a 8. ábra, amely az Aqua műhold MODIS szenzora által 2005.06.25-én az 11:56-os kezdetű áthaladás során rögzített adatokból összeállított valós színezésű kompozitkép. Jól látható a Földközi-tengeren, Szicília vonalában hosszan elnyúló ezüstszerű sáv (közel É-D lefutással), mint a becsillant képpontok halmaza.



8. ábra Valós színezésű műholdkép az Aqua műhold  
2005.06.25-én 11:56-os kezdetű áthaladása  
során rögzített MODIS adatokból

A 9. ábra szemlélteti ugyanerre a 2005.06.25-i Aqua áthaladásra az infravörös, illetve közeli infravörös mérésekből származtatott SST-t.



9. ábra: MODIS SST (a) és SST4 (b) °C-ban az Aqua 2005.06.25. 11:56-os áthaladására

Jól látható a jobb oldali mezőn az a terület, amely a becslés miatt értelmezhetetlenné válik, ezért ugyanazzal a színnel került jelölésre, mint a

szárazföld és a felhőzet maszkja. Továbbá feltűnő ennek a sávnak a széle, ahol nyilvánvalóan hibás hőmérsékleti értékek jelennek meg. A szürkés-kékes háttér az értékkel nem rendelkező képpontokat mutatja.

#### 4.3.1.1 Számítási módszerek

A konkrét számítási módszerek elvükben meglehetősen hasonlítanak az AVHRR esetén használt algoritmusokhoz. Nappali mérések esetén az SST az alábbi módon számítható:

$$Modis\_sst = c_1 + c_2 \cdot T_{31} + c_3 \cdot (T_{32} - T_{31}) \cdot SST_{guess} + c_4 \cdot (\sec(\Theta) - 1) \quad (14)$$

ahol a  $T_{31}$  és  $T_{32}$  a MODIS 31-es, illetve 32-es csatornája által mért fényességi hőmérséklet,  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$ ,  $c_4$  konstansok,  $SST_{guess}$  az SST valamilyen elsődleges becslése (valamilyen más módszerrel meghatározott SST közel azonos mezőre),  $\Theta$  pedig a műhold zenitszöge. Az SST elsődleges becsléseként a heti rendszerességgel megjelenő 1 fokos rácsfelbontású optimálisan interpolált SST re-analízis mezők szolgálnak, melyet a NCEP (National Center for Environmental Prediction) bocsát ki. A konstansok sugárzási modell segítségével, regressziós analízissel számolhatók. Ez az összefüggés az AVHRR NLSST Split technikának feleltethető meg.

Éjszakai adatok esetén alkalmazható az ún. SST4 technika, mely a már korábban leírt közeli infravörös csatornákat használja a tengerfelszín hőmérsékletének meghatározásához. (Az elnevezésben szereplő 4-es szám a hullámhosszra utal.) Ebben az esetben az SST meghatározása az alábbi egyenlet segítségével történik.

$$Modis\_sst4 = c_1 + c_2 \cdot T_{22} + c_3 \cdot (T_{22} - T_{23}) \quad (15)$$

ahol a  $T_{22}$  és  $T_{23}$  a MODIS 22-es és 23-as csatornája által mért fényességi hőmérséklet,  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$  pedig konstansok. Ennek a módszernek nincs megfelelője

NOAA AVHRR esetén, mivel ott csak egy közeli-infravörös csatorna áll rendelkezésre SST számításhoz.

A számítás előtt természetesen szükséges a MODIS-műholdképek előfeldolgozása a NOAA műholdképekhez hasonlóan, így tehát elvégeztük a földrajzi azonosítást, a kalibrációt és a felhőszűrést. A MODIS-képekre is igaz, hogy SST meghatározás csak felhőmentes pixelek esetén lehetséges, ezért erre a feldolgozási szakaszra külön figyelmet kell fordítani. Ezekhez a lépésekhez az amerikai Wisconsin-Madison Egyetem által kifejlesztett IMAPP (International MODIS/AIRS Processing Package) Level2 programcsomagot (Strabala *et al.*, 2003) használtuk fel.

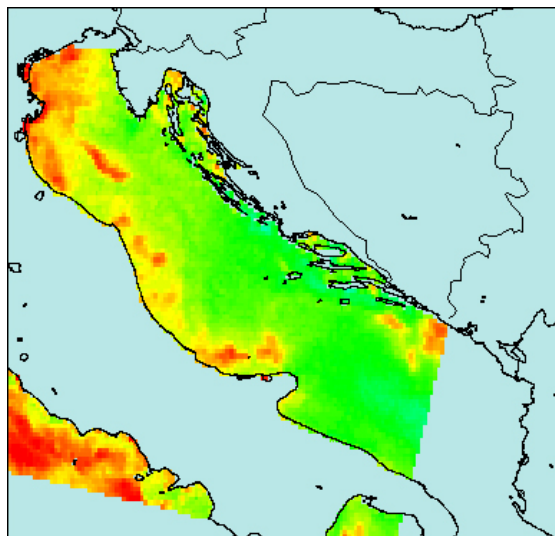
#### **4.3.1.2 A MODIS SST és az AVHRR SST összehasonlítása**

Ahhoz, hogy a különböző műholdak segítségével meghatározott tengerfelszín hőmérséklet értékeket össze tudjuk hasonlítani, egy olyan közös SST-mező kialakítására volt szükség, mely mindkét műhold esetén ugyanazt a földrajzi területet tartalmazza. A minimális térbeli távolság mellett szükséges volt az áthaladások közti aránylag kis időbeli differencia is, hogy az összehasonlítás eredményét minél kevésbé befolyásolja a tengerfelszín hőmérséklet időbeni változása. Az összehasonlításhoz 2005. június 25-i áthaladásokat választottunk, melynek során a NOAA-17-es műhold 09:23-kor, a Terra műhold 10:15-kor, az Aqua műhold pedig 11:56-kor jelent meg az egyetem antennájához tartozó horizonton (az időpontok UTC-ben értendők). Ezeket az időpontokat tekinthetjük a mérés idejének is. Az időeltérés így a Terra és NOAA-17 műhold mérései között ~52 perc, ami az elfogadható szint alatt van. Az Aqua és NOAA-17 műholdak áthaladása között azonban ~153 perc a különbség, amennyi idő alatt a tengerfelszín hőmérséklete már a hibahatáron túl változik (ld. 1. ábra).

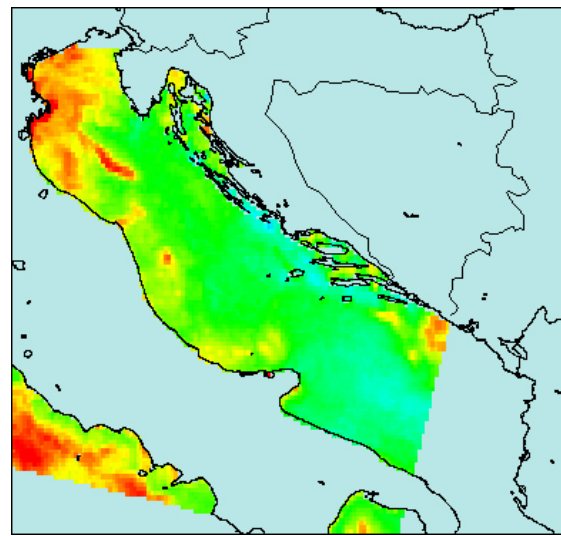
A két műhold által sugárzott adatok előfeldolgozása után a (44°É,14°K) földrajzi pont körül készítettünk egy 700 × 700 képpont nagyságú kivágatot. Mivel egyrészt a három műhold pályája eltérő, másrészt különbözik a leképezett területek szélessége is, ezért nem volt lehetőség a szokásos 1024 × 1024 képpont nagyságú kivágat készítésére, de az összehasonlításhoz a kisebb kivágatok is elegendőek.

A kivágatok elkészítése után pixelenként kiszámítottuk az SST értékét. Mivel mind a három műhold más és más vetületi rendszerben végzi a leképezést, ezért az így nyert SST mezőket olyan közös rácstra kellett hozni, amelyekben az adott helyen lévő képpontok ugyanazt a földrajzi koordinátát jelölik mindhárom képen. Az összehasonlítás csak ezek után válik értelmezhetővé. Számításainkhoz olyan szabályos rácst választottunk, mely kellően finom felbontású, de nem túl finom ahhoz, hogy a földrajzi azonosításból esetlegesen származó hibák hamis eredményekre vezessenek. Így esett a választás a 0,05 fokos rácstávolságú szabályos rácstra, mely a Földközi-tenger térségében kb. 4-5 km-t jelent két rácspont között. Mivel a műholdak áthaladásának nadírvonala egymástól eltérő volt, ezért a közös rácson néhány tengeri pixel nem volt értelmezhető. Amennyiben csak egyik vagy másik képen szerepelt az adott képpont, nem használtuk az összehasonlításban.

A fenti lépések elvégzése után kapott eredményt illusztráljuk az Adriai-tenger térségére a 10. és 12. ábrán.



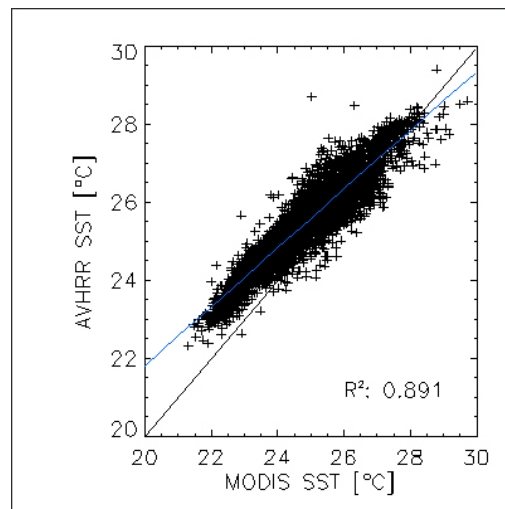
10/a. ábra: AVHRR SST °C-ban reguláris rácson a NOAA-17 2005.06.25. 09:23-as áthaladásából



10/b. ábra: MODIS SST °C-ban reguláris rácson az Terra 2005.06.25. 10:15-ös áthaladásából

A NOAA-17 és a Terra műhold által rögzített adatokból származtatott SST-mezők összehasonlítását mutatjuk be a 10/a. és 10/b. ábrán. A két mező közti hasonlóság szabad szemmel is észrevehető, és ezt erősíti a kétfajta módon

kiszámolt SST értékek közti magas (0,94-es) korreláció, melyet a 11. ábrán illusztrálunk.

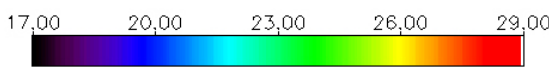
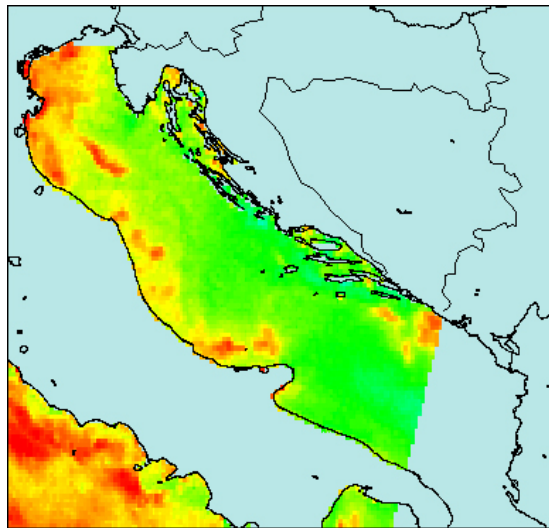


11. ábra: A MODIS és az AVHRR adataiból származtatott SST értékek közti kapcsolat rendre a Terra 2005.06.25. 10:15-ös áthaladására és a NOAA-17 2005.06.25. 09:23-as áthaladására

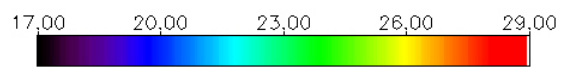
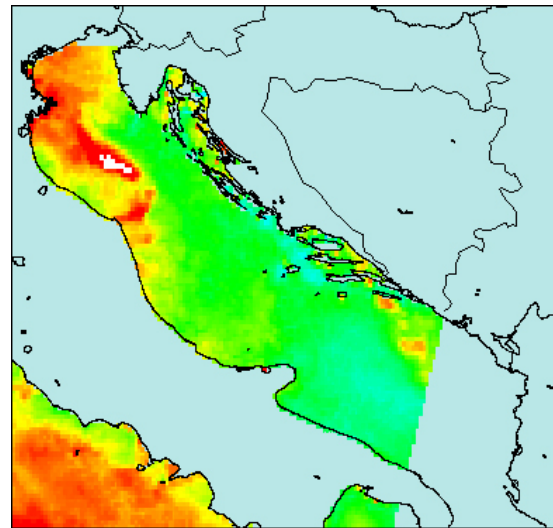
A kapcsolat helyes értelmezéséhez figyelembe kell venni, hogy közel 1 óra alatt a tengerfelszín hőmérséklete derült időben, helyi idő szerint délben és a nyári magas napállás esetén határozottan változik. Vannak olyan kiugró képpontok, melyeknél a két módszer szerinti SST 2-3°C-kal eltér egymástól, de ezek nem tekinthetők általánosnak, és a felhőszűrés, a szárazföld azonosítása vagy a földrajzi azonosítás hibájából is adódhatnak. Továbbá általános szabály, hogy bármilyen műholdas vizsgálathoz csak olyan eredeti felbontású torzulatlan képpontok adatait szabad felhasználni, amelyek nem a letérképezés szélére esnek.

Összehasonlítottuk a reggeli NOAA-17 áthaladásból származtatott SST adatokat az Aqua áthaladásából előállított SST értékekkel is mely helyi idő szerint délután 2 órának felel meg. Ennek eredményeit a 12/a, 12/b és a 13. ábrák mutatják.



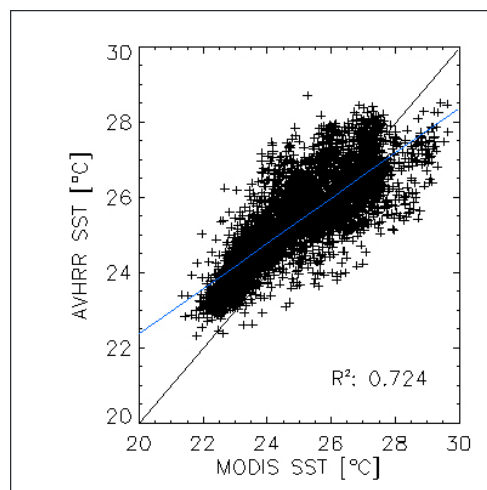


12/a ábra: AVHRR SST °C-ban reguláris rácson a NOAA-17 2005.06.25. 09:23-as áthaladásából



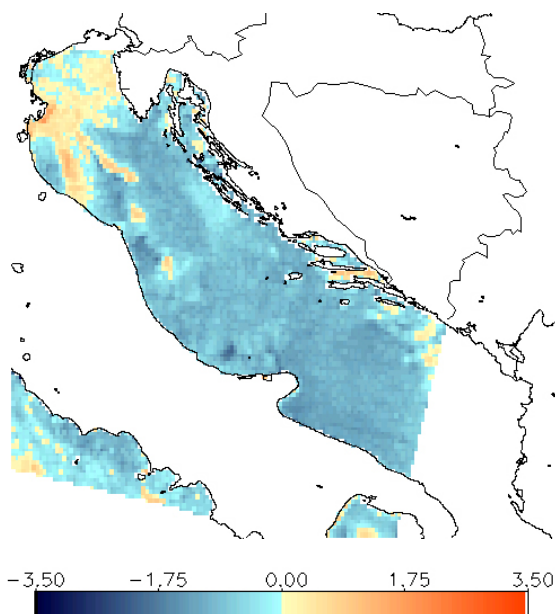
12/b ábra: MODIS SST °C-ban reguláris rácson az Aqua 2005.06.25. 11:56-os áthaladásából

A két mező közötti kapcsolatot a 13. ábra szemlélteti. Láthatjuk, hogy 2 és fél óra különbséggel készült adatokból származtatott SST értékek közötti kapcsolat gyengébb, mint az előző esetben, amikor a két adathalmaz között kb. 50 perc különbség volt. Ennyi idő alatt a tengerfelszín hőmérséklete derült időben, helyi idő szerint délben és a nyári magas napállás esetén határozottan változik, ezért a kapcsolat helyes értelmezéséhez ezt figyelembe kell venni.

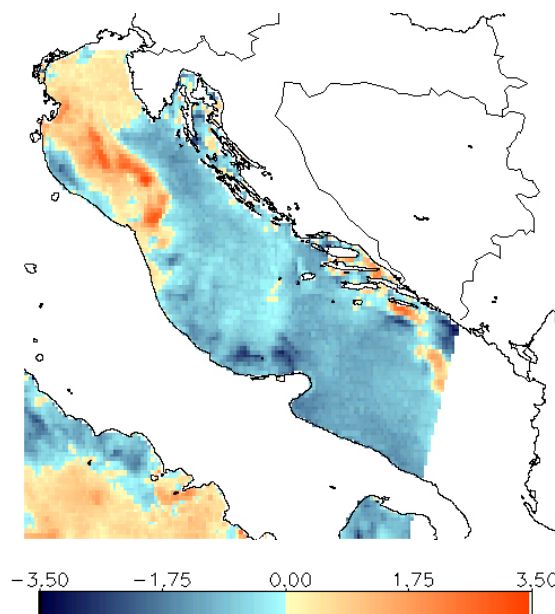


13. ábra: A MODIS és az AVHRR adataiból származtatott SST értékek közti kapcsolat rendre az Aqua 2005.06.25. 11:56-os áthaladására és a NOAA-17 2005.06.25. 09:23-as áthaladására

Az összehasonlítások még szemléletesebbé tételéhez előállítottuk a három különböző időpontban mért mező páronkénti különbségeit. A 14. és a 15. ábrán először a két különböző műszertől, az AVHRR-től és a MODIS-től származó adatokat hasonlítottuk össze.



14. ábra: A Terra MODIS SST és a NOAA-17 AVHRR SST mezők különbsége 2005.06.25-re. Időkülönbség: ~ +52 perc.

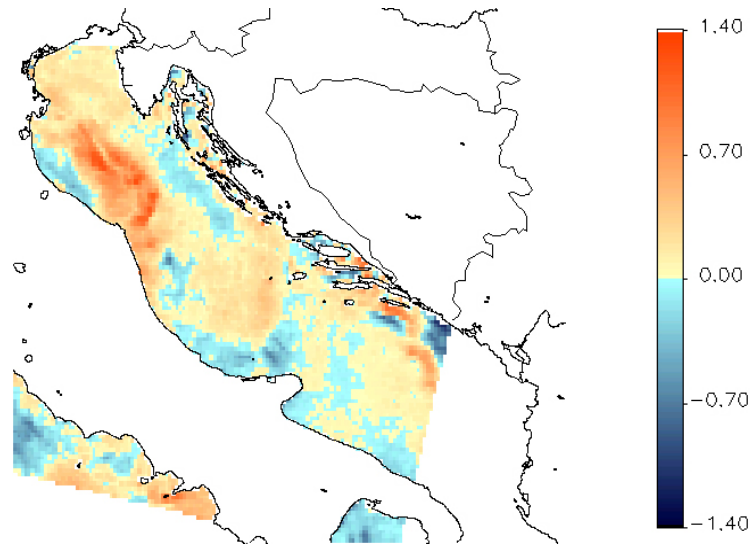


15. ábra: Az Aqua MODIS SST és a NOAA-17 AVHRR SST mezők különbsége 2005.06.25-re. Időkülönbség: ~ +153 perc.

Ennek eredménye a várakozásainkkal részben ellentétes, ugyanis azt kaptuk, hogy az Adriai-tenger nagy része 9:23 UTC-től 10:15 UTC-ig, és 9:23 UTC-től 11:56 UTC-ig egyaránt hűlt, holott inkább melegedésre számítottunk. Ennek magyarázata viszonylag egyszerű, ugyanis nem szabad elfelejteni, hogy két teljesen más szenzor adatait használtuk fel, melyek nem azonos érzékenységgel rendelkeznek. Így ez az összehasonlítás értelemszerűen nem használható fel az SST napi menetének a vizsgálatához.

Megvizsgáltuk az azonos szenzortól származó SST értékek közötti különbséget is, hogy a műszer jellege ne befolyásolja az összehasonlításokat. Ennek eredménye a Terra és az Aqua műhold áthaladására a 16. ábrán látható olyan formában, hogy meghatároztuk az adott képpont melegedési tendenciáját, vagyis hogy 1 óra alatt mennyit változott a tengerfelszín hőmérséklete. Ebben az esetben előzetes várakozásainknak jobban megfelelő képet kaptunk: az Adriai-

tenger felszínének nagy része a déli órákban melegszik, és csak bizonyos területeken mutat hűlést, mely összefüggésben lehet a tengerben lévő áramlásokkal és konvekciókkal.

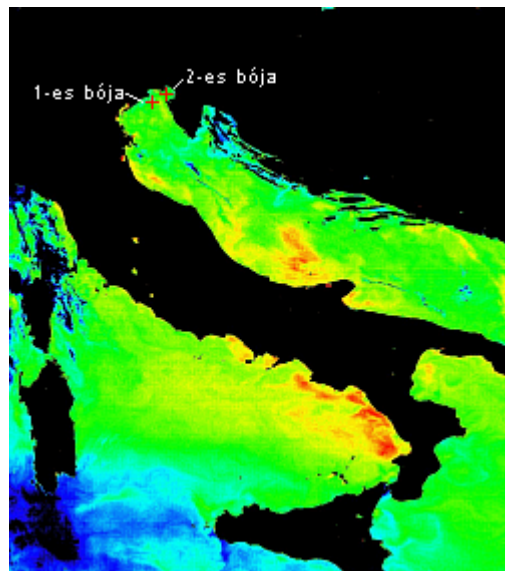


16. ábra: A Terra és az Aqua műholdak MODIS adataiból származtatott 1 óra intervallumra kifejezett melegedési tendencia (°C) 2005.06.25-én a déli órákban

Az eredményekből kiderül, hogy a MODIS SST árnyaltabb képet ad a tengerfelszín hőmérsékletéről, jobban nyomon követhetők a hidegebb, melegebb területek változásai. Ez arra utal, hogy a MODIS a jövőben pontosabb eszköze lehet az SST meghatározásának. Azért csak a jövőben, mivel hiányzik még az a sok tapasztalat, tudás – akár a koefficiensek meghatározásánál – ami az AVHRR esetén viszont adott. A használt algoritmusok a NOAA szabványnak megfelelő módszerek, melyeket operatíván használnak, ezért az eredmények pontosságáról nem szeretnénk általános véleményt mondani. A finom térbeli SST struktúrák megismeréséhez pedig további beható vizsgálatokra lenne szükség. Tekintve, hogy Magyarország nem rendelkezik tengerrel, ezért az ilyen jellegű kutatásoknak nincs hagyománya.

### 4.3.2 Számítási eredmények verifikálása *in situ* mérésekkel

Minden közvetett vagy távérzékelési mérési módszer pontosságát úgy tudjuk a legjobban ellenőrizni, ha a számított eredményeket *in situ* mérési eredményekkel vetjük össze. Jelen számításaink verifikálásához a szükséges mérési adatokat az olasz Nemzeti Óceánológiai Intézet két rögzített bójája szolgáltatta. A bójak az Adriai-tenger északi részén helyezkednek el, az 1-es számú bója a  $45^{\circ}36,153'\text{É}$ ;  $13^{\circ}09,029'\text{K}$ , a 2-es számú bója  $45^{\circ}38,642'\text{É}$ ;  $13^{\circ}30,685'\text{K}$  földrajzi koordinátákkal adható meg (17. ábra).

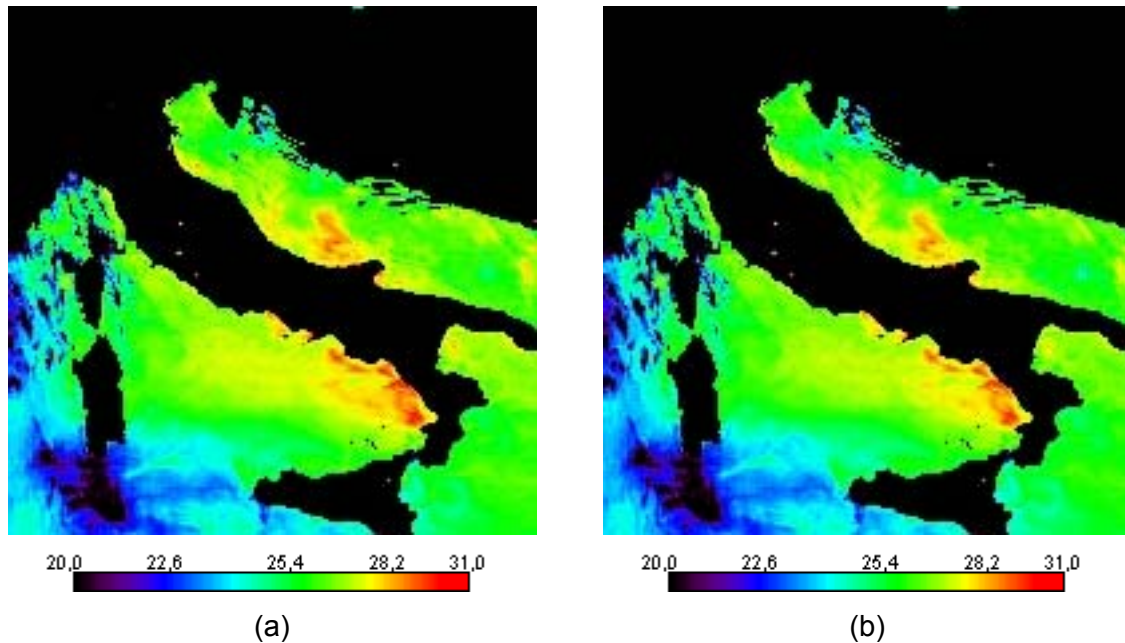


17. ábra: A verifikációhoz *in situ* mérési adatot szolgáltató bójak elhelyezkedése az Adriai-tengeren

Habár a bójak viszonylag közel találhatók a partokhoz, ez nem befolyásolta a verifikálást, mivel az AVHRR szenzor kellő felbontással rendelkezik ahhoz, hogy ezek a képpontok elkülönüljenek a szárazföldtől. Számítási eredményeink ellenőrzéséhez mi ugyan rögzített bójak adatait használtuk, de a rögzített és a sodródó bójak adatai oly mértékben hasonlóak, hogy azokat a számításokhoz tetszés szerint kombinálhatjuk (Emery *et al.*, 2000), vagyis a bója típusa nem befolyásolja a verifikációt.

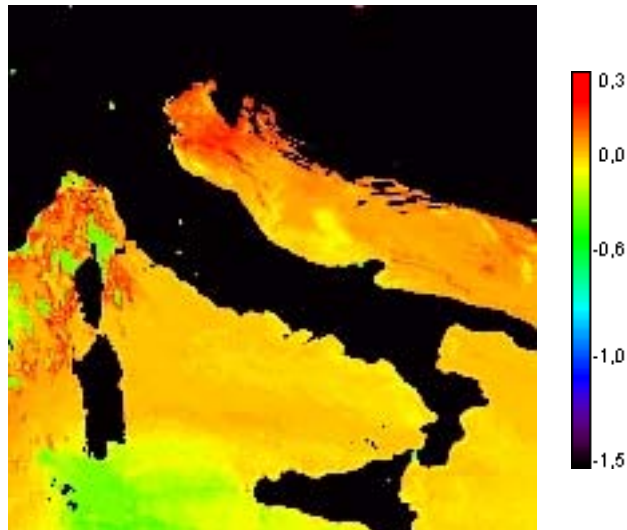
Mivel a tengerfelszín hőmérsékletét lineáris és nemlineáris módszerrel is meghatároztuk, először e két módszer eredményét hasonlítjuk össze, majd ezután vetjük össze az eredményt a bójaadatokkal. Mint látni fogjuk, a kétfajta módszer

aránylag csekély eltérést ad, mivel a nemlineáris módszer a lineáris módszert használja first guess-ként. Ebből adódik, hogy a kétfajta számított eredmény nagy korrelációt mutat. A kétfajta hőmérsékletszámítás eredményét a 18. ábra mutatja.



18. ábra: Lineáris (a) és nemlineáris (b) módszerrel számolt SST °C-ban (MCSST – NOAA-17, 2003.06.30 09:26 UTC)

A kétfajta hőmérsékletszámításból adódó eredmények jelentősebb eltérést mutatnak magasabb hőmérsékletek esetén, mint alacsonyabb hőmérséklet esetén. A különbségmezőt a 19. ábrán illusztráljuk. (A különbség számításakor a lineáris módszerrel számolt hőmérsékletértékekből vontuk le a nemlineáris módszer felhasználásával kapott hőmérsékletértékeket. A 19. ábrán jól látható, hogy a kétfajta módszerrel történő hőmérsékletszámítás eredménye egyes térségekben pozitív, máshol negatív irányban tér el. A nagyobb kiterjedésű pozitív előjelű különbségek arra utalnak, hogy a lineáris módszer az esetek többségében magasabb hőmérsékletet ad, mint a nemlineáris.



19. ábra: A lineáris és nemlineáris hőmérsékletértékek közti eltérés

A számítási eredmények *in situ* adatokkal történő összehasonlításakor többfajta szempontot is figyelembe kellett vennünk.

- A bója által mért adatok egyik gyenge pontja az, hogy sem a termisztorok elhelyezése, sem maguknak a termisztoroknak a típusa nem egységes, így a mért *in situ* SST sem tekinthető teljes mértékben homogénnek, s ezen adatok 0,3-0,5°C-os szórást mutatnak (Emery *et al.*, 2001). A kisebb bójákat a tenger hullámozása időnként elnyeli, így azok nagyrészt nem is a felszínen lebegnek, hanem 1-5 m-rel a felszín alatt. A nagyobb méretű bóják szintén fel-le mozognak, de lényegében többé-kevésbé a felszínen maradnak. További hibát okozhat, hogy a bóják érzékelőit kihelyezés után általában nem kalibrálják. Mindezek ellenére ezek a bójás hőmérsékleti idősorok szolgáltatották és nagyrészt szolgáltatják az adatokat napjaink műholdas SST méréseinek kalibrálásához, az együtthatók meghatározásához illetve a műholdas adatok verifikációjához.
- Műholdon elhelyezett szenzorral a tenger felszíni (*skin*) rétegének hőmérséklete határozható meg, amely különbözik a bóják által leggyakrabban mért *bulk* hőmérséklettől. Léteznek ugyan olyan bóják, melyek képesek a *skin* réteget is mérni, azonban a verifikációhoz rendelkezésre álló bójáink kb. 1 m mélyen találhatóak, tehát nem tartoznak ezek közé. A *skin* réteg hőmérséklete a *bulk* hőmérséklettől átlagosan

0,3°C-kal tér el, de az eltérés pillanatnyi értéke több tényezőtől is függ (Emery *et al.*, 2001).

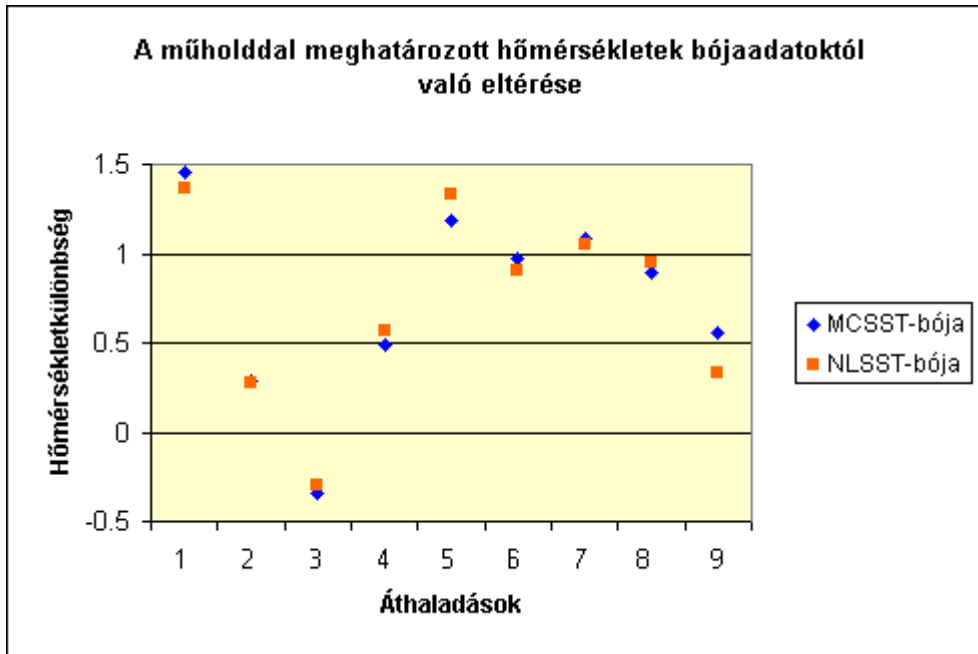
- A tengerfelszín hőmérsékletének térbeli és időbeli változékonysága is befolyásolja az *in situ* adatok felhasználhatóságát. Jelen vizsgálataink során egy adott bójaadatot akkor használtunk fel ellenőrzési célra, ha a műhold áthaladása és a bója mérési időpontja között eltelt idő egy óránál kevesebb volt, valamint ha a bója 3 km-nél közelebb volt a műhold által meghatározott SST mező azon képpontjához, mely a földrajzi koordináták alapján a legközelebb esett a bója helyéhez.
- A bója helyéhez földrajzilag legközelebb eső képpontnak felhőmentesnek kellett lennie, hogy az SST-t meg tudjuk határozni a műhold mérései alapján, és így az összehasonlítást elvégezhessük.

A fenti szempontokat figyelembe véve 9 áthaladást választottunk ki a 2003-2004-es időszakból, mivel bójaadatok csak ebben az időszakban álltak rendelkezésre. Mint látni fogjuk, ez a kilenc verifikációs időpont elegendő a módszerek pontosságának ellenőrzésére. A felhasznált áthaladások adatait a 10. táblázat tartalmazza.

Sorszám	Műhold	Dátum	Időpont
1	NOAA-16	2003.05.1 9	12:18
2	NOAA-15	2003.05.2 4	5:56
3	NOAA-15	2003.06.0 9	6:20
4	NOAA-15	2003.06.1 0	5:56
5	NOAA-16	2003.06.1 4	12:27
6	NOAA-15	2003.06.2 2	6:15
7	NOAA-17	2003.06.3 0	9:26
8	NOAA-16	2004.06.1 0	12:52
9	NOAA-17	2004.07.0 7	10:15

10. táblázat A verifikációhoz felhasznált műhold áthaladások

A műholddal számított és az *in situ* bójával mért hőmérséklet közti különbségeket a 20. ábrán illusztráljuk.



20. ábra: A számított és a mért hőmérsékletek közti különbségek

Amint a grafikonon látható, a műholdas SST szinte mindig felülbecsülte a bója által mért hőmérsékletet. Ez azonban a rendelkezésre álló ismeretek birtokában elfogadható, mivel a bóják 1 m mélyről szolgáltatnak adatot, a nappali órákban az 1 m mélyen lévő réteg hőmérséklete alacsonyabb a felszíni réteg hőmérsékleténél (ld. 1. ábra).

A számított és mért hőmérsékletek közti különbség meglehetősen változó, de sosem haladja meg az  $1,5^{\circ}\text{C}$ -ot. Ha figyelembe vesszük a *skin* és *bulk* hőmérsékletek közti eltéréseket, akkor ez az eredmény elfogadhatónak tűnik. A teljes körű verifikációhoz még több bója méréseivel kellene összevetnünk a műholdas módszerekkel kapott SST idősorokat, ez azonban túlmutat jelen vizsgálataink keretein.

A lineáris és a nemlineáris módon számolt SST hatékonyságát tekintve azt tapasztaltuk, hogy az esetek nagyjából 50-50%-ában adott egyik vagy másik módszer jó eredményt, továbbá a két módszerrel számolt hőmérsékletek közt alig 1-2 tizedfok az eltérés.

A jövőben a minél pontosabb műholdas SST meghatározás egyik lehetséges megoldását a műholdas műszerek által használt, a sugárzás mérésén alapuló SST számítási elvhez hasonlóan működő *in situ* infravörös radiometriai rendszerek jelenthetik. Ilyen eszközök már jelenleg is működnek speciálisan felszerelt kutató hajókon: pl. az ún. többcsatornás infravörös valós sugárzást



mérő műszer (multi-channel infrared sea truth radiometric calibrator – MISTRIC, ld. Saurez, 1997), a pásztázó infravörös tengerfelszín hőmérséklet radiométer (scanning infrared sea surface temperature radiometer – SISTeR, ld. Donlon és Nightingale, 1999), vagy a tengeri légkör-kisugárzás interferométer (Marine Atmospheric Emitted Radiance Interferometer – M-AERI, ld. Smith *et al.*, 1996). Ezek a műszerek a *skin* SST mellett figyelik a felettük található eget is, hogy a beérkező sugárzástól függően a keletkező zavaró hatásokat ki tudják szűrni. Kedvezőtlen időjárás esetén az optikát védő záró reteszek lépnek működésbe, illetve adott időközönként önmagukat kalibrálják, így  $\pm 0,1$  K-es maximális hibahatáron belül megbízhatóan működnek. A fenti műszerek használhatóságának korlátját jelenleg az jelenti, hogy a viszonylag csekély számú megfelelően felszerelt kutatóhajó nem tud elég adatot biztosítani, illetve a műholdas kalibráció érdekében ezeknek a hajóknak mindig felhőmentes, a műholdak által éppen pásztázott területre kellene navigálniuk. A legkézenfekvőbb megoldásnak az tűnik, hogy a bonyolult, drága és érzékeny műszerek egyszerűsítésével lehetővé váljon nagyobb számú, globális viszonylatban nagy területet lefedő, megadott útvonalakat behajózó kereskedelmi hajók, valamint a hajók útvonalán kívüli területekre telepített bóják felszerelése ilyen műszerekkel. Így egy folyamatos és pontos *in situ* SST adatokat szolgáltató rendszer alakítható ki.

## 5. Esettanulmányok

A műholdas adatokból nyert tengerfelszín hőmérsékleti mezők felhasználhatósága meglehetősen sokrétű, emiatt csak pár, érdekesebb konkrét felhasználási területet emelünk ki. Az SST ismeretében kimutathatók és vizsgálhatók a Földközi-tengeren található mezoskálájú örvények, melyeket az Atlanti-óceán és a Földközi-tenger közti sűrűségkülönbség indukál (Millot *et al.*, 2004). Gazdasági téren az egyik felhasználási terület a halászat (lazac és tonhal). Mivel az említett fajták a melegebb vizeket kedvelik, így mozgásuk nyomon követhető a tengerfelszín hőmérsékletének változásával (Butler *et al.*, 1988, Tameishi, 1991). Klimatológiai területen használják a műholdas SST-t pl. az ENSO jelenség előrejelzésére és a modellek verifikálására, továbbá a globális felmelegedés tanulmányozására (Nowlin *et al.*, 1993). Jelen dolgozatban a többféle felhasználási terület közül kettőt választottunk ki annak illusztrálására, hogy a műholdas SST meghatározás megkönnyíti a felhasználók helyzetét.

### 5.1 A Földközi-tenger áramlatainak, örvényeinek vizsgálata SST segítségével

A Földközi-tenger áramlási szempontból közel zárt rendszernek tekinthető, fizikai és földrajzi sajátosságai azonban azt eredményezik, hogy felszínének párolgása során az elvesztett vízmennyiség meghaladja azt a vízbevételt, ami a csapadékból, illetve a tengerbe ömlő folyókból származik. Ha a Gibraltári-szoros „zárva” lenne, a Földközi-tenger vízszintje évenként 0,5-1 m-t csökkenne (Millot *et al.*, 2004). Az Atlanti-óceán és a Földközi-tenger szintkülönbségének kiegyenlítésére tehát az óceánból a tenger felé folyamatos folyadékáramlás történik, mindez víz-, hő- és sókicserélődést eredményez. Ha figyelembe vesszük, hogy a Föld alakja geoid, és a felületén lévő vízfelszín alakját a gravitáció határozza meg, a Földközi-tenger keleti részén a vízszint az óceán szintje alatt pár méterre lenne, de ezt ténylegesen a szükséges paraméterek mérési pontatlanságai miatt nem lehetséges pontosabban meghatározni (Millot *et al.*, 2004).

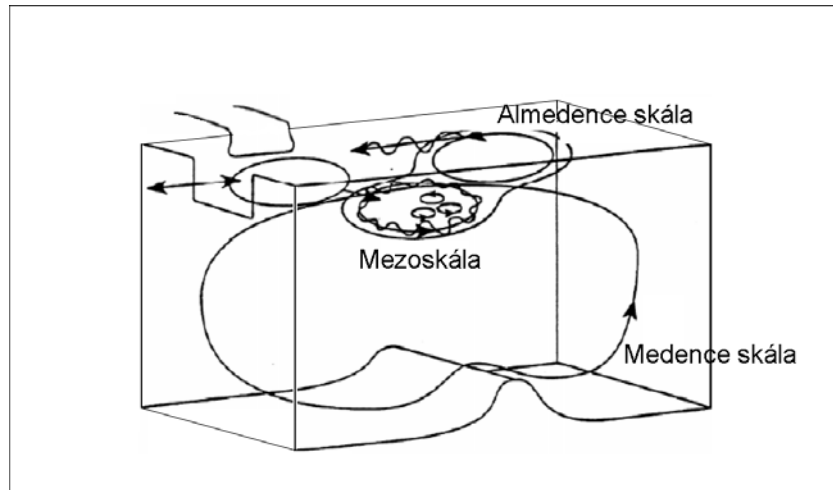
A tengerek, óceánok meglehetősen bonyolult rendszert alkotnak, melyeket három alapvető tényező határoz meg: az óceán-légkör kölcsönhatása, a víztömegek alakulásának, átalakulásának a folyamata, valamint a cirkulációs elemek és változékonyságuk (Robinson *et al.*, 2001). Jelen szakdolgozatban a cirkulációs elemeket, az örvényeket vizsgáljuk abból a szempontból, hogy ezek műholdas technikával mennyire követhetőek nyomon, ezen belül vizsgálatukra mennyire alkalmas eszköz az SST, illetve a különböző áramlási formák hőmérséklete mennyiben tér el környezetüktől.

A Földközi-tenger két körülbelül azonos kiterjedésű részre osztható, a Nyugati- és a Keleti-medencére, melyek a Szicíliai-szorosnál kapcsolódnak össze. Ezek a medencék áramlástanilag szempontból további „almedencékre” oszthatók. Vizsgálatunk az Adriai-tengert magába foglaló keleti részre koncentrálódik.

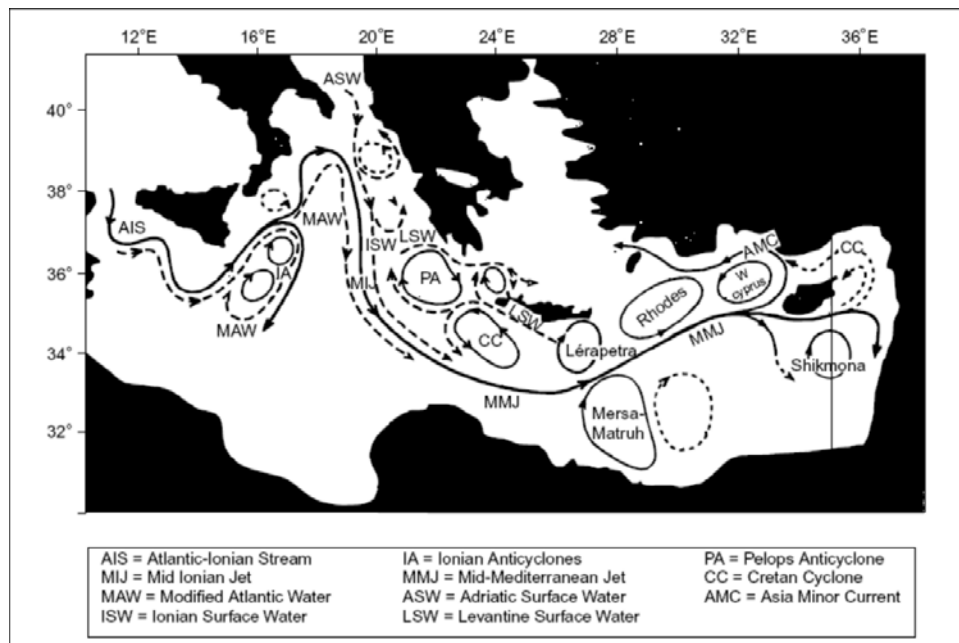
### **5.1.1 Örvények a Keleti-medencében**

A Földközi-rendszer áramlási rendszerét különböző skálájú folyamatok alkotják. Megkülönböztetünk ún. „medence”-skálájú folyamatokat, ide tartozik pl. a termohalin cirkuláció. Kisebb skálájú folyamatok az „almedencék”-hez kapcsolódnak, továbbá találkozhatunk kicsi, de nagy energiájú mezoörvényekkel. A különböző skálájú folyamatok kialakulásáért több tényező felelős, többek közt a domborzat és a part hatása, a tengeri jet áramlatok, az ideiglenes vagy állandósult ciklonális vagy anticiklonális forgású rendszerek.

A Földközi-tenger keleti medencéjében található áramlatok nagyságrendjének sematikus képét a 21. ábra mutatja be, a kialakult áramlatok a 22. ábrán láthatók.



21. ábra: A tengeri áramlatok nagyságrendje



22. ábra: A Földközi-tenger keleti-medencéjének áramlatai

(Forrás: Robinson *et al.*, 2001)

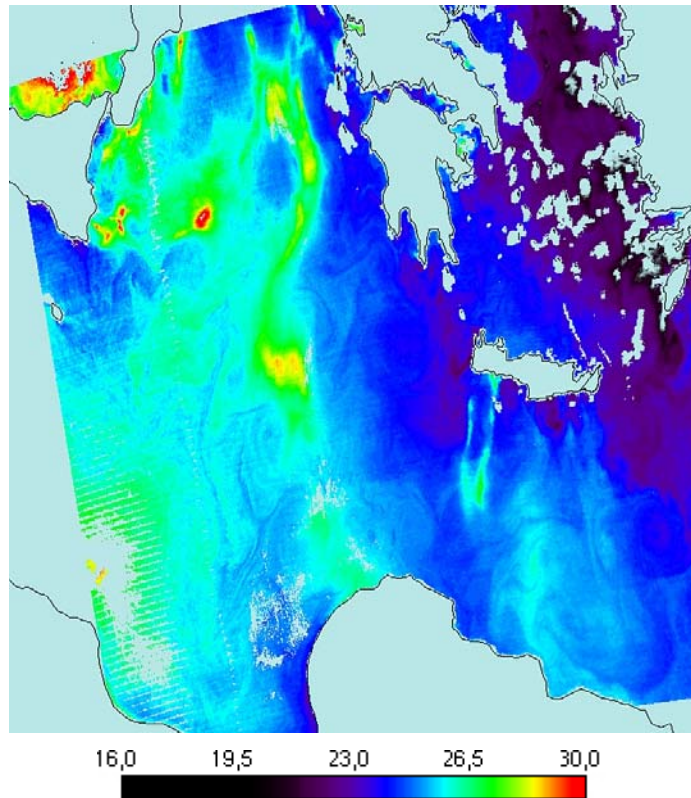
A Keleti-medence nagytérségű áramlását a közepes skálájú nagy energiájú ciklonális, illetve anticiklonális forgású örvények és a jetek együtt okozzák. Ezen közepes örvények átmérője általában 200 és 350 km közé esik, az áramlás sebessége a cirkuláció felső részén  $10-20 \text{ cm s}^{-1}$  nagyságrendű. Forgásuk ciklonális és anticiklonális egyaránt lehet, és hasonlóan viselkednek légköri társaikhoz. A nagy anticiklonális örvények blokkolják a szabad áramlást, és több hónapig is fennmaradhatnak (Robinson *et al.*, 2001).

Az aktív mezoskálájú örvények a közepes skálájú örvények és jetek belső határán találhatóak. A sugaruk 10-14 km közé esik, ami kb. negyede az óceánokon

található hasonló képződmények nagyságának. A viszonylag kis méret miatt a mezoskálájú instabilitások, örvények tanulmányozása meglehetősen sok adatot igényel, ezért csak az utóbbi időkben nyílt lehetőség a részletesebb vizsgálatokra. A mezoskálájú képződmények az áramlás instabilitásaként jelentkeznek. A Földközi-tenger nyugati részén képződnek, majd lassú, napi pár km/h-s sebességgel kelet felé haladnak, és akár több hónapig fennmaradnak, miközben hatásukat nagyobb területre is kifejtik. Az anticiklonális örvények kiterjedése nagyobb, mint a ciklonális forgásúaké, és általában a partoktól távol keletkeznek. A mezoskálájú örvények állandó résztvevői az áramlási rendszernek, baroklin struktúrával rendelkeznek, és a felszínen relatíve nagy, majd a mélységgel csökkenő amplitúdóval jellemezhetők (Robinson *et al.*, 2001).

### **5.1.2 Örvények a műholdképeken**

Az örvények vizsgálatához az Aqua műhold egyik áthaladását (2005.06.25) választottuk. A műholdképen a már ismertetett előfeldolgozó lépések után (ld. 4.2-es fejezet) meghatároztuk az SST-mezőt, hogy vizsgálni tudjuk az örvények és a környezet hőmérséklete közti eltérést. Mivel az örvények mélyebb rétegek hidegebb vizét szállítják felfelé, illetve melegebb, felső víztömegeket kevernek az alsóbb, hidegebb rétegekbe, emiatt a hőmérsékleti ábrán alkalmas színskála megválasztásával el kell különülniük környezetüktől. Az Aqua műhold áthaladásakor készített SST-mezőt mutatja a 23. ábra.



23. ábra: SST kép az örvények vizsgálatára  
az Aqua műhold 2005.06.25. 11:56-os áthaladásából [°C]

A képen várakozásainknak megfelelően jól kirajzolódnak az örvények. Az egyik legszembetűnőbb jelenség a Krétától délre található anticiklonális forgású örvény, amely a környezeténél melegebb vizet áramoltat. A 22. ábránál leolvasható, hogy ez a "Mersa-Matruh" nevű cirkulációs rendszer. További kisebb örvények figyelhetők meg Szicília délkeleti partjainál. A Szicíliától keletre helyezkedő örvény magja jól láthatóan sokkal melegebb környezeténél, a képen itt található a legnagyobb hőmérsékletkülönbség.

A bemutatott példa rávilágít arra, hogy a műholdas módszerrel meghatározott tengerfelszín hőmérsékleti mező meghatározás jól alkalmazható a tengeri áramlások és örvények feltárására és elemzésére, mivel az örvények hőmérsékletének környezetétől való eltérése jól körülhatárolhatóvá teszi ezen képződményeket.

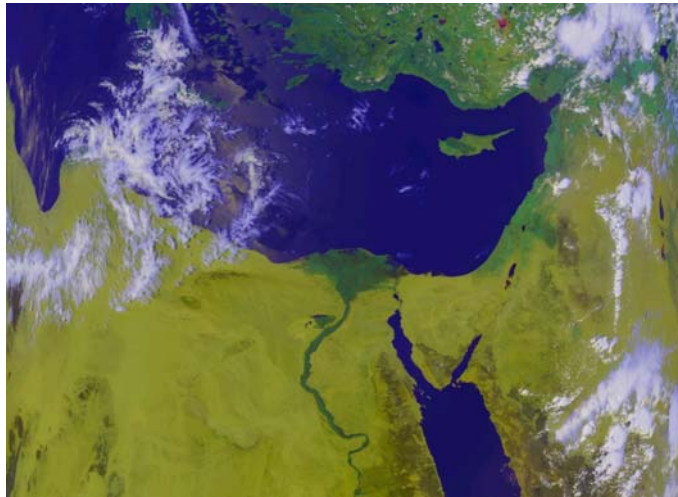
## 5.2 Folyók torkolatának vizsgálata a tengerfelszíni hőmérséklet alapján

Az SST egy másik felhasználási lehetőségeként azt vizsgáltuk, mennyire lehet nyomon követni műholdas megfigyeléssel egy folyó torkolatánál annak a hatását, ahogy a különböző fizikai tulajdonsággal rendelkező víztömegek találkoznak és összekeverednek. Mivel a folyók kisebb kiterjedésükre tekintettel kisebb hőtároló képességgel rendelkeznek, mint a tengerek, óceánok, hőmérsékletük is jobban ingadozik. Így a folyó tengerrel való találkozásának hatását a hőmérsékletváltozásban is nyomon követhetjük.

### 5.2.1 A Nílus-delta vizsgálata

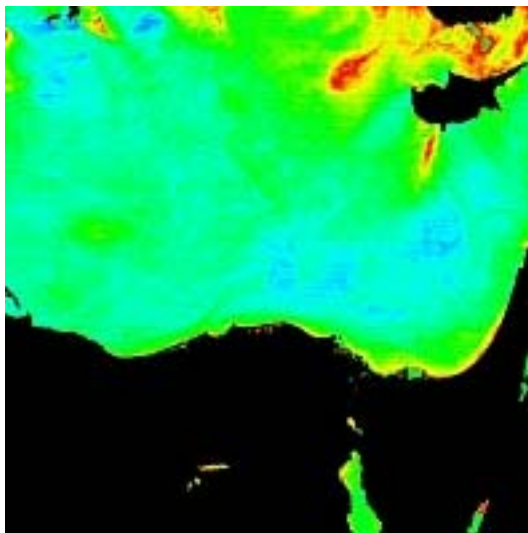
A Nílus 6690 km hosszával Földünk leghosszabb folyója, melynek vízgyűjtőterülete  $2\,870\,000\text{ km}^2$ , közepes vízhozama pedig  $2\,633\text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (Papp-Váry, 2001). Ezek alapján kézenfekvőnek tűnt, hogy legelőször a Nílus deltáját vizsgáljuk meg. A folyó területileg három részre osztható. Az első rész a mellékfolyók szakasza, ahol több mellékfolyó táplálja a két legnagyobb folyót a Fehér- és a Kék-Nílust, melyek Kartúm városához közel folynak össze. A második rész a „terjedés” szakasza Kartúm és Kairó között. A Nílus harmadik és egyben utolsó szakasza a Nílus-delta, ahol a folyó több kisebb mellékágra szakad szét, melyek közül a Rosetta és a Damietta a legjelentősebbek. A delta a Nílus legszélesebb területe, több tavat is magába foglal (pl. a Manzala-tó). A Nílus szélessége területenként változik, Asszuánnál átlagosan 2,8 km, a legszélesebb Edfu városánál (7,5 km), legkeskenyebb pedig Silwa Gorge városánál, ahol mindössze 350 m széles (Egyiptomi Állami Információs Szolgálat, 2005).

A Nílus vízgyűjtő területének második és harmadik szakasza jól látszik a NOAA-16-os műhold által 2003. május 14-én 11:45 UTC-kor készített felvételen (23. ábra). A Nílus Földközi-tengerre való hatását a 23. ábrán is látható áthaladás alapján vizsgáltuk. A kép előfeldolgozása után meghatároztuk a vízfelszín-hőmérséklet értékeket minden képpontra. A hőmérsékleti mező elemzésénél azonban azzal problémával talákoztunk, hogy a Nílus vízhozama és szélessége nem éri el azt az értéket, amit az AVHRR szenzora vízfelületként érzékel.

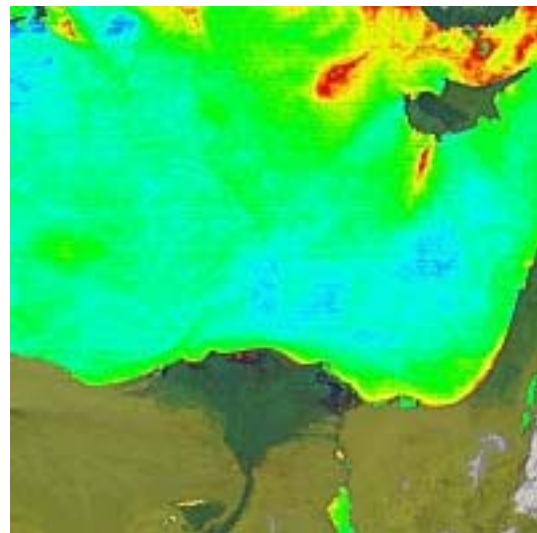


24. ábra. A Nílus vízgyűjtőterületének II. és III. szakasza  
a NOAA-16 valós színezésű felvételén (2003.05.14. 11:45 UTC)

A Nílust és deltáját kísérő nagy sűrűségű vegetáció kisugárzása azt eredményezi, hogy az SST-t ábrázoló képen a Nílus nem jelenik meg (25/a. ábra). Ahhoz, hogy értékelhető képet kapjunk, a Nílus-deltáról készült kompozit képet és a tengerfelszín hőmérsékletét ábrázoló képet „összemontíroztuk” (25/b. ábra), hogy látszódjon a Nílus tengerre gyakorolt tényleges hatása.



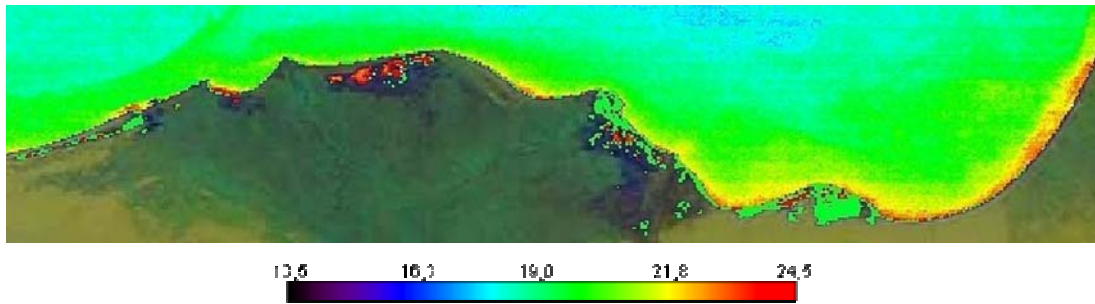
25/a ábra: Az eredeti SST kép, melyen  
nem látszik a Nílus és deltája



25/b ábra: A montírozott kompozitkép  
a Nílus-deltáról

A vizsgálat kedvéért kinagyítottuk azt a partszakaszt, mely a deltától keletre helyezkedik el.





26. ábra: A Földközi-tenger hőmérsékletének Nílus által befolyásolt szakasza

A 26. ábrán látható, hogy a Nílustól keletre a partvidék hőmérséklete jelentősen, 1-2,5°C eltér a környezetétől. A kép egyértelműen mutatja az uralkodó áramlási viszonyokat is, hiszen a partszakasz melegedése csak keleti irányban tapasztalható, mely nyugati áramlásra utal.

A tengerfelszín hőmérsékletét jelző képen a Nílus-delta tengerrel érintkező részének közepén láthatunk néhány képpontnyi magas hőmérsékletű (24,5°C körüli) területet. Földrajzi térkép alapján ez egy tengeröböl, amelynek vize egyrészt kevésbé keveredik környezetével, másrészt a mélysége sem túlzottan nagy, így lehetséges ezen magasabb hőmérsékletek elérése.

Bár maga a Nílus nem látszik az SST-képeken, a Földközi-tenger partvidéki vizeiben hatása jól kimutatható. Ez azért fontos, mivel információt nyerhetünk az uralkodó áramlási irányokról, mely alátámaszthat terjedési modelleket, másrészt ez az információ hasznosítható akár a halászat területén is.

### 5.2.2 A Duna deltájának vizsgálata

A Duna Magyarország legnagyobb és Európa második legnagyobb folyója. Hosszában elmarad a Nílustól (hossza a Nílus hosszának csak mintegy 40%-a), vízhozama azonban csaknem 2,5-ször nagyobb, mint a Föld leghosszabb folyójáé (Papp-Váry, 2001).

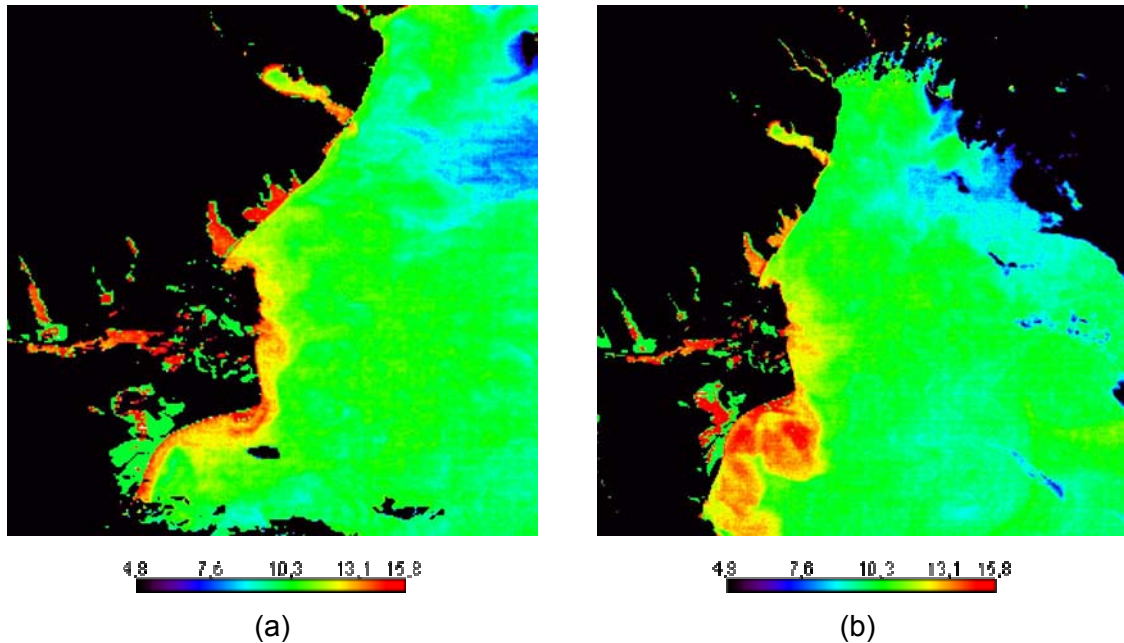
Az utóbbi időkben Európa és a világ nagy részének figyeleme a Duna felé fordult, ugyanis a tavaszi hóolvadás és az ezzel együtt jelentkező csapadékos időjárás hatására a folyó megduzzadt, és vízszintje rekordokat döntő magasságokba emelkedett. Ennek következményeként emberek tízezreit telepítették ki otthonaikból a Duna vízgyűjtőterületén.

A Duna deltájánál 2006. április végén tetőzött az árhullám, ezért mi is ezt az időszakot választottuk vizsgálatunk tárgyául. A Duna – mivel vízhozama meglehetősen nagy – önmagában is jól látszódik az AVHRR valós színezésű felvételein, mint azt a 27. ábra is mutatja. Ez a kevésbé ismert szemszögből készült kép a Duna mellékágait mutatja, amint befolynak a Fekete-tengerbe.



27. ábra: A Duna deltája a Fekete-tengernél a NOAA-17-es műhold 2006.április 24. 08:39-kor készült felvételén

Több egymás utáni napon vizsgáltuk a Duna és a Fekete-tenger partvidéki vizeinek hőmérséklet-alakulását, és két olyan képet választottunk ki, melyek jól érzékeltetik az árvíz miatt megduzzadt Duna befolyásának növekedését (28. ábra). A NOAA-17-es műhold két áthaladása közt három nap telt el.



28. ábra: A Duna-delta SST képe a Fekete-tengernél  
 2006. 04.24-én 08:39 UTC-kor (a)  
 és 2006. 04.27-én 09:10 UTC-kor (b) a NOAA-17-es felvételén

Mivel a Duna melegebb, mint a környezete (a Nílusnál is említett okok miatt), ezért meglehetősen jól látszik a Fekete-tengerbe ömlő folyó hatása. Megfigyelhető a Duna tetőzésének folyamata, a három nappal későbbi képen már sokkal nagyobb a melegebb terület, ami a Duna magasabb vízhozamára utal. A Duna-deltánál a szárazföldön színezésű képpontok az elöntött területeket jelzik, melyek nagysága a nagy árhullám levonulása után csökkent.

A bemutatott példa alapján a Duna hőmérsékletének alakulása műholdas technikával jobban nyomon követhető, mint a Nílus esetén. Ennek oka egyértelműen a jóval nagyobb vízhozammal magyarázható. A Fekete-tengernél uralkodó áramlás északi, északnyugati jellegű, amire a folyóvíz tengerbe történő szétterjedésből következtethetünk, illetve a part közelében a látható hőmérséklet-emelkedésből.

A Nílus- és a Duna-delta vizsgálatával tehát rámutattunk, hogy a műholdas tengerfelszín-meghatározás segítségével jól nyomon követhetjük a különböző anyagi minőségű vízfelszínek keveredését.

## Összefoglalás

Jelen dolgozat céljával azt tűztük ki, hogy betekintést nyújtsunk a NOAA műholdcsalád AVHRR műszerének egy újabb felhasználási lehetőségébe, a tengerfelszín hőmérséklet műholdas meghatározásának módszertanába. Célunk volt, hogy bemutassuk az egyes SST számítási módszereket, és összehasonlítsuk azok pontosságát más műholdas SST, illetve *in situ* mérésekhez viszonyítva.

A célkitűzés megvalósításához vezető út első lépéseként áttekintettük azokat a tényezőket, melyek lehetővé teszik az SST műholdas meghatározását, majd sorra vettük a nehézségeket (így különösen a tenger *skin* (felszíni) rétegének gyors változékonyságát és a verifikálás során fellépő problémákat) és a műholdas mérések pontosságát befolyásoló jelenségeket (légköri vízgőz jelenléte, felhős képpontok). Részletesen bemutattuk SST meghatározásához napjainkban használatos módszereket, a lineáris és nem lineáris algoritmusokat.

A lineáris MCSST és a nemlineáris NLSST módszereket felhasználva létrehoztunk SST mezőket az Adriai- és a Ligur-tengerre vonatkozóan. Adatforrásul az ELTE Meteorológiai Tanszékének rendelkezésére álló, műholdról sugárzott nyers adatok szolgáltak, melyeken az előfeldolgozó lépések elvégzése után vált lehetővé az SST-mezők meghatározása.

Az általunk kiszámolt tengerfelszín hőmérsékleti adatok pontosságának ellenőrzésére két forrást vettünk igénybe. Elsődleges verifikációként a NOAA műhold AVHRR műszerének felhasználásával számolt SST adatokat az Aqua és a Terra MODIS sugárásmérő műszerével számolt tengerfelszín hőmérsékletekkel vetettük össze. A kétfajta sugárásmérő műszerrel meghatározott SST-mezők magas korrelációt mutattak, ha a műholdak áthaladása időben közel esett egymáshoz. Az AVHRR műszer fényességi hőmérsékleteinek felhasználásával számolt SST pontosságát *in situ* mérésekkel is verifikáltuk. Az összehasonlítás alapjául az olasz Nemzeti Óceánológiai Inézet által rendelkezésünkre bocsátott két (az Adriai-tenger északi részén kb. 1 m mélyen mérő) rögzített bója adatai szolgáltak. A bójaadatokkal való összehasonlítás során is meglehetősen jó egyezést kaptunk figyelembe véve a közvetett és az *in situ* mérések közti 1 m-es mélységkülönbséget. A lineáris és nemlineáris módon számolt SST-t összehasonlítva azt találtuk, hogy a nemlineáris módszer gyakrabban ad

magasabb hőmérsékletet a lineáris módszernél, ugyanakkor ennek felhasználásával árnyaltabb képet kapunk az SST-mezőről. Az éjszakai mérések *in situ* adatokkal történő verifikálására nem volt lehetőségünk, mivel ehhez nem áltak rendelkezésre a *skin* rétegre vonatkozó *in situ* mérési adatok.

A műholddal módszerrel meghatározott SST felhasználási lehetőségét két esettanulmányon keresztül mutattuk be. Vizsgáltuk a Földközi-tenger keleti medencéjének áramlatait, örvényeit, illetve bemutattuk a folyók torkolatának a hőmérsékleti mezőben is megjelenő, tengerre gyakorolt hatását.

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy bár több tényező befolyásolja a műholdas tengerfelszín hőmérséklet pontosságát, a műholdas SST számítás lehetőséget ad arra, hogy nagy területekre kiterjedően határozzuk meg a tenger felszínének hőmérsékletét, ami a műholdak használata előtt nem volt lehetséges. A műholdas SST ismerete még további felhasználási lehetőségeket is magában rejt. A későbbiekben szeretnénk az SST méréseket pontosítani, operatívan kiterjeszteni az Aqua és Terra műholdakra is, mivel így átfogó képet szerezhethünk a közeli tengerek hőmérsékletének alakulásáról, s ez elősegítheti az egyre pontosabb időjárás-előrejelzést.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönöm témavezetőmnek, Kern Anikónak, hogy időt és energiát nem kímélve segített és támogatott abban, hogy ez a diplomamunka létrejöhessen.

Köszönet témavezetőmnek, dr. Pongrácz Ritának szakmai tanácsaiért és segítőkész közreműködéséért.

Köszönöm dr. Barcza Zoltánnak a technikai feltételek megteremtésében nyújtott segítségét.

Köszönetemet fejezem ki az ELTE TTK Űrkutató Csoport részéről Ferencz Csabának és Molnár Gábornak, hogy az ELTE TTK HRPT-állomását folyamatosan karbantartják és kezelik.

Köszönet Davide Deponte-nek, az Olasz Nemzeti Óceánológiai Intézet munkatársának, hogy bójaadatok szolgáltatásával lehetővé tette műholdas méréseink *in situ* adatokkal való ellenőrzését.

Nem utolsó sorban, köszönöm Családomnak támogatását.

## Irodalomjegyzék

- Anding, D., Kauth, R., 1970. Estimation of sea surface temperature from space. *Remote Sensing of the Environment* 1, 217-220.
- Barton, I. J., 1988. Atmospheric absorption in the VAS split window channels. *J. Appl. Meteor.*, 27, 965-969.
- Barton, I. J., 1995. Satellite-derived sea surface temperatures: Current status. *J. Geophys. Res.* 100, 8777-8790.
- Brisson, A., Borgne, P., Marsouin, A., 1998. Development of algorithms for SST retrieval at O&SI SAF Low and Mid Latitudes. Météo-France/SCEM/CMS, 22302 Lannion, France
- Brouwer, D. 1959. Solution of the Problem of Artificial Satellite Theory Without Drag. *Astronomical Journey*, 64, 378-397.
- Brown, O. B., Minnett, P. J., 1999. MODIS infrared Sea Surface Temperature algorithm, Algorithm Theoretical Basis Document, Version 2.0. University of Miami, Miami, FL 33149-1098, Under Contract Number NAS5-31361.
- Butler, M. J. A., Mouchot, M.C., Barale, V. and LeBlanc, C., 1988. The application of remote sensing technology to marine fisheries: An Introductory Manual. *FAO Fisheries Technical Paper* 295. FAO, Rome, Italy.
- Clauss, E., Hinzpeter, H., Mueller-Glewe, J., 1970. Messungen der Temperaturstruktur im Wasser and der Grenzflaeche Ozean-Atmosphaere. *Meteor-Forschungs-Ergebnisse, Reihe B*, No. 5, 90-94.
- Cornillon, P., Gilman, C., Stramma, C. L., Brown, O., Evans, R., Brown, J., 1987. Processing and analysis of large volumes of satellite-derived thermal infrared data. *Journal of Geophysical Research* 92, 12993-13002.
- Cracknell, A. P., 2001. The exciting and totally unanticipated success of the AVHRR in applications for which it was never intended. *Adv. Space Res.*, 28, 233-240.
- Csima, G., 1986. Tengerfelszín hőmérsékletek osztályozása clusteranalízissel. Diplomunka. Témavezető: dr. Bartholy Judit. Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológia Tanszék, Budapest.

- Derrien, M., Farki, B., Harang, L., LeGléau, H., Noyalet, A., Pochic, D., Sairouni, A., 1993. Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery. *Remote Sensing of Environment*, 46, 246-267.
- Eisberg, R. M., 1961. *Fundamentals of modern physics*. Wiley, New York , Sect. 5.5, pp. 63-66.
- Elachi, C., 1987. *Introduction to the physics and techniques of remote sensing*. Wiley-Interscience, New York, 413pp.
- Emery, W. J., Baldwin, D. J., Schluessel, P., Reynolds, R. E., 2000. Accuracy of in situ Sea Surface Temperatures used to calibrate infrared satellite measurements. Submitted to *J. Geophys. Res.*
- Emery, W. J., Castro, S., Wick, G. A., Schluessel, P., Donlon, C., 2001. Estimating Sea Surface Temperature from infrared satellite and in situ temperature data *Bulletin of the American Meteorological Society* 82. 2773-2785.
- Evans, R., Podestá, G., 1998. Pathfinder Sea Surface Temperature algorithm. Version 4.0. University of Miami Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science
- Ewing, G., McAlister, E.D., 1960. On the thermal boundary layer of the ocean. *Science*, 131, 1374-1376.
- Goodrum, G., Kidwell, K. B., Winston, W., 1999. NOAA KLM User's Guide, Web document. <http://perigee.ncdc.noaa.gov/docs/klm/cover.htm>
- Harrison, B. A., Jupp, D. L. B., 1989. *Introduction to remotely sensed data*, CSIRO Publications, Melb., 141pp.
- Kawai, Y., Kawamura, H., 2002. Evaluation of the diurnal warming of Sea Surface Temperature using satellite-derived marine Meteorological data. *Journal of Oceanography*, 58, 805-814.
- Kern, A., 2004a. NOAA AVHRR/3 műholdképek vétele, előfeldolgozása és minőségbiztosítása (ELTE TTK HRPT vevőállomás). Diplomunka. Témavezető: dr. Bartholy Judit. Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológia Tanszék, Budapest, 79p.
- Kern, A., 2004b. A szárazföld felszíni hőmérsékletének becslése NOAA AVHRR adatokból. Tudományos Diákköri Dolgozat. Témavezető: dr. Bartholy Judit. Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológia Tanszék, Budapest, 45p.



- Kidwell, K. B., 1998. NOAA Polar Orbiter Data User's Guide. Web document. <http://perigee.ncdc.noaa.gov/docs/podug/cover.htm>.
- Köpken, C., Thépaut, J. N., Kelly, G., McNally, A., 2001. Satellite data assimilation for numerical weather prediction. The 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference. [http://www.eumetsat.de/en/area2/proceedings/eump33/eump33/pdf/session\\_6/verbal/koepken1.pdf](http://www.eumetsat.de/en/area2/proceedings/eump33/eump33/pdf/session_6/verbal/koepken1.pdf)
- Li, X., Pichel, W., Maturi, E., Clemente-Colo'n P., Sapper, J., 2001. Deriving the operational nonlinear multichannel sea surface temperature algorithm coefficients for NOAA-15 AVHRR/3. *J. Remote Sensing*, 22, 4, 699-704.
- Lyddane, R. H. 1963. Small Eccentricities or Inclinations in the Brouwer Theory of the Artificial Satellite. *Astronomical Journey*, 68, 555-558.
- McClain, E. P., Pichel, W. G., Walton, C. C., 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research* 90, 11587-11601.
- McMillin, L., Crosby, D., 1984. Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique. *J. Geophys. Res.*, 89, 3655-3661.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2004. Circulation in the Mediterranean Sea. *The Handbook of Environmental Chemistry, Vol 1. (The Natural Environment and the Biological Cycles)*. Springer-Verlag Editor, in press.
- Minnett, P.J., 1990. The regional optimisation of infrared measurements of sea surface temperature from space. *Journal of Geophysical Research* 95: 13497-13510.
- Nowlin, W.D., Smith, N. Jr., Needler, G., Taylor, P. K., Weller, R., Schmitt, R., Merlivat, L., V'zina, A., Alexiou, A., McPhaden, M., Wakatsuchi, M., 1996. An ocean observing system for climate. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 77, 2243-2273.
- Papp-Vári, Á., 2001. Világatlasz. *Cartographia Kiadó*, 282-283.
- Prabhakara, C., Dalu G., Kunde V. G., 1974. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 to 13- $\mu$ m window region. *Journal of Geophysical research* 79: 5039-5044.
- Robinson, A.R., Leslie, W.G., Theocharis, A., Lascaratos, A., 2001. Mediterranean Sea Circulation *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, 1689-1706.
- Saunders, P., 1967. The temperature at the ocean-air interface. *J. Atmos. Sci.*, 24, 269-273.

- Saunders, R. W., Kriebel, K. T., 1988a. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 9, No. 1, 123-150.
- Saunders, R. W., Kriebel, K. T., 1988b. Errata (re: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data.) *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 9, 1393-1394.
- Saur, J. F. T., 1963. A study of the equality of sea water temperatures reported in logs of ship's weather observations, *J. App. Meteorol.*, 2, 417-425.
- Skirving, W.J., Mahoney, M., Steinberg, C. R., 2002. Sea Surface Temperature Atlas of the Great Barrier Reef 1990-2000. Version 1, AIMS Data report. (CD-ROM)
- Smith, W.L., Knuteson, R.O., Revercomb, H.E., Feltz, W., Howell, H.B., Menzel, W.P., Nalli, N.R., Brown, O. B., Brown, J., Minnett P.J., McKeown, W., 1996. Observations of the infrared radiative properties of the ocean - implications for the measurement of sea-surface temperature via satellite remote sensing. *Bull. Am. Met. Soc.*, 77, 41-51.
- Strabala, K. I., Gumley, L. E., Rink, T., Huang, H.-L., Dengel, R., 2003. MODIS/AIRS instrument direct broadcast products and applications. AMS 12th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, 13 p.
- Tameishi, H., 1991. Fisheries detection using NOAA satellite - Why can fishing grounds be monitored by remote sensing? Applications of remote sensing in Asia and Oceania - Environmental change monitoring. Asian Association on Remote Sensing. pp. 323-332.
- Tánczer, T., 1988. *Műholdmeteorológia*. Akadémiai Kiadó, Budapest. 272 o.
- Walton, C. C., 1988. Nonlinear multichannel algorithm for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data. *Journal of Applied Meteorology* 27, 115-124.
- Walton, C. C., McClain, E. P., Sapper, J. F., 1990. Recent changes in satellite based multichannel sea surface temperature algorithms. Marine Technology Society Meeting, MTS' 90, Washington D.C.
- Walton, C. C., Pichel, W. G., Sapper, J. F., 1998. The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites. *J. Geophys. Res.*, 103, 27999-28012.

- Wick, G.A., Emery, W.J., Schluessel, P., 1992. A comprehensive comparison between satellite-measured skin and multichannel sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 97, 5569-5595.
- Wick, G. A., Emery, W. J., Kantha, L. H., Schlüssel, P., 1996. The behavior of the bulk-skin temperature difference under varying wind speed and heat flux. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1969-1988.
- Wick, G. A., Bates, J. J., Scott, D. J., 2000. Satellite and skin layer effects on the accuracy of sea temperature measurements from the GOES satellites. submitted to *J. Atmos. Oceanic Technol.*
- Ying-tsen, L., Hailing, H., Aparicio, C. A., 2003. Sea Surface Temperature and Altitude. [http://www.rss.chalmers.se/gem/ Education/RSES-2003/draft\\_group\\_3.pdf](http://www.rss.chalmers.se/gem/Education/RSES-2003/draft_group_3.pdf)

### **Internet oldalak**

<http://www.medspiration.org/science>

<http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/podug/html/e/app-e.htm>

<http://www.sis.gov.eg/En/Land&people/RNile/031400000000000001.htm>