

MIKROHULLÁMÚ TÁVÉRZÉKELT ADATOK INTEGRÁLÁSA A
FELSZÍNVIZSGÁLATOKBA

(Radar-interferometria alkalmazása a felszín deformáció kimutatására.)

Petrik Ottó

PhD doktori értekezés

Földtudományi Doktori Iskola

Doktori Iskola vezetője: Dr. Monostori Miklós egyetemi tanár

Témavezető: Dr. Ferencz Csaba egyetemi magántanár

Budapest

2007

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	II
Ábrajegyzék.....	V
Táblázatok	VII
Mellékletek.....	VIII
Rövidítések.....	IX
Jelölések	X
Köszönetnyilvánítás	XII
1. Bevezetés.....	1
2. Távérzékelés.....	2
2.1 Mikrohullámú távérzékelő rendszerek	3
2.1.1 Passzív mikrohullámú rendszerek.....	5
2.1.2 Aktív mikrohullámú eszközök	5
2.1.2.1 Felderítő radareszközök.....	6
2.1.2.2 Magasságmérő radarok (altiméterek).....	6
2.1.2.3 Térképező (képalkotó) radar rendszerek	6
2.1.2.4 Szketterométerek	9
2.2 Szintetizált apertúrájú képalkotó radar (SAR)	9
2.2.1. Szintetizált apertúrájú radar.....	9
2.2.2 A reflektivitást befolyásoló tényezők.....	13
2.2.3 Geometria tulajdonságok.....	14
Lejtő rövidülés (a)	15
Áthajlás (b).....	15
Radar árnyék (c)	15
2.3 Interferometria (InSAR) alapelvek.....	15
2.3.1 Bázisvonal	16
2.3.2 Komplex interferogram	18
2.4 Differenciális interferometria (DInSAR).....	22
2.5 Interferometrikus fázis statisztika.....	24
2.5.1 Koherencia.....	24
2.5.2 A többszörös ránézésű (<i>multilook</i>) fáziskülönbség eloszlás.....	24
2.6 A dekorreláció forrásai	26

2.6.1 Termális dekorreláció	26
2.6.2 Temporális dekorreláció	26
2.6.3 Geometriai dekorreláció	26
2.6.4 Doppler centroid dekorreláció	28
2.6.5 Feldolgozás okozta dekorreláció	28
2.7 Pálya menti hiba	28
2.8 Atmoszféra heterogenitás	29
3. A deformáció monitorozás InSAR alkalmazásai	31
3.1 Gleccser és jégmozgás	31
3.2 Vulkán	32
3.3 Földrengés és tektonika	33
3.4 Földcsuszamlás	35
3.5 Bányászat okozta süllyedés	36
3.6 Összegzés	37
4. Mintaterület és felhasznált adatok	38
4.1 A mintaterület kiválasztása	38
4.2 Az ERS kép-párok kiválasztásának szempontjai	39
5. Interferogram készítés és értelmezés	41
5.1 A felhasznált szoftver és hardver	41
5.2 Interferogram készítés	42
5.2.1 A felvételek beolvasása	44
5.2.2 Műhold pálya interpoláció	44
5.2.3 Kép összerendelés	45
5.2.3.1 A képeltolás becslése	45
5.2.3.2 Eltolás vektor modellezés	46
5.2.3.3 Átmintavételezés	47
5.2.4 Interferometrikus termékek generálása	47
5.2.4.1 Interferogram	48
5.2.4.2 A referencia felszín hatásának eltávolítása	48
5.2.4.3 Koherencia térkép	49
5.2.5 Domborzat modell előállítás	51
5.2.5.1 Az interferogram szűrése	51
5.2.5.2 Fázis-kibontás	52
5.2.5.3. A fázis magassággá konvertálása	52

5.2.6 Differenciális interferometria	53
5.2.6.1 A domborzat hatásának eltávolítása	53
5.2.6.2 A deformáció térkép	55
5.2.7 Geokódolás	55
5.3 Az interferometria korlátai	56
6. A mintaterület interferometriai vizsgálata és eredményei	57
6.1 Koherencia vizsgálat	57
6.2 Interferometria eredménye	57
6.3 Pontosság vizsgálat.....	60
7. Az atmoszféra hatásának vizsgálata	63
7.1 Az 1995 október 27-28. tandem felvétel	63
7.2 Az 1995 augusztus 18-19. tandem felvétel.....	65
7.3 Összegzés	67
8. Az eredmények értékelése	69
8.1 Szabatos szintezés	69
8.2 A nehézségi erőtér időbeli változásainak vizsgálata	69
8.3 GPS hálózat	71
8.4 Az összevetés eredménye	72
9. Összegzés	74
Summary.....	76
Irodalomjegyzék.....	77

Ábrajegyzék

2.1 ábra: Az elektromágneses spektrum és a légkör csillapítása (JPL).....	3
2.2 ábra: Az oldalra néző radar képalkotása (Massonet, 1998).....	7
2.3 ábra: Az oldalra néző rendszer geometriája	9
2.4 ábra: Az oldalra néző radar rendszer 3D nézete	10
2.5 ábra A szintetizált apertúrájú radar.....	11
2.6 ábra: A fókuszálás hatása. A nyers (pixelméret: 5km*14km) és a fókuszált (pixelméret:25m*25m) radarkép (Massonet and Feigl, 1998)	11
2.7 ábra: Az azimut irányú tényleges felbontás meghatározása (Lillesand és Kiefer, 2000).....	12
2.8 A Tisza-tó déli része optikai és radar felvételen.....	14
2.9 A domborzat hatása a kép geometriájára: a) lejtő rövidülés, b) áthajlás, c) radar árnyék	14
2.10 ábra: SAR interferometria (perspektivikus nézet).....	16
2.11 ábra: Az InSAR geometriája (a műholdpályára merőleges nézet)	17
2.12 ábra: A domborzat hatása az interferogramra (perspektivikus nézet).....	21
2.13 ábra: A két-utas DInSAR elrendezés keresztmetszete	23
2.14 ábra: A különböző többszörös ránézésekhez tartozó valószínűség sűrűség függvény a következő beállítások mellett ($\gamma = 0.75$ $\varphi_0 = 0$)	25
2.15 ábra: A különböző koherenciához tartozó valószínűség sűrűség függvény ($L = 1$)	25
2.16 ábra: ERS-1/2 geometriai dekorrelációja (Hanssen, 2001)	27
2.17 ábra: a) A két pályához tartozó hibaellipszisek (baloldalon); b) A radiális és a pályára merőleges hibák hatása a bázisvonal vertikális (B_V) és horizontális (B_H) komponensére (jobboldalon). (Hanssen, 2001)	28
3.1 ábra: A Rutford gleccser: interferogram és interpretáció (Goldstein et al., 1993).....	32
3.2 ábra: Az Isabela és Fernandia sziget (Galapagos) vulkánjainak 5 év alatti felszínmozgása (Amelung et al. 2000)	33
3.3 ábra: Földrengés (Landers, Kalifornia, 1992) interferogramja és a számított modell (Massonet et al. 1993).....	34
3.4 ábra. Tektonika: az alábukó Nasca lemez magával húzza a kontinentális lemezt (a), majd az Antofagasta-i (Chile, 1995) földrengés után emelkedés kezdődik (b). (Chlieh et al. 2004)	34

3.5 ábra: Földcsuszamlás monitorozása interferometriával (Fruneau et al., 1996).....	35
3.6 ábra: Bányászat okozta felszínüllyedés. A koncentrikus körök megfeleltethetők az aktív bányának (Stow et al, 1999)	36
4.1 ábra: A debreceni süllyedés (20000 szoros magassági torzítással).....	38
4.2. ábra: A rendelkezésre álló ERS-1(◆) és ERS-2 (■) felvételek időbeni eloszlása.....	39
5.1 ábra: Az interferogram készítés folyamata.....	43
5.2 ábra: Intenzitás kép a debreceni teszterületről.....	44
5.3 ábra Fázis kép a referencia felszín hozzájárulással	48
5.4 ábra: Fáziskép a referencia felszín hozzájárulása nélkül.....	49
5.5 ábra: Koherencia térkép. A világos területek magas, a sötét területek alacsony koherenciát jeleznek.	50
5.6 ábra: A fázis-kibontás eredménye	52
5.7 ábra: A topografikus magasság (radar koordinátákban).....	53
5.8 ábra: A radar kódolt DEM	54
5.9 ábra: Differenciális interferogram	54
5.10 ábra: Interferometria a derékszögű és a geodéziai referencia rendszerben	56
6.1. ábra: A 0.5-nál nagyobb koherenciájú pontok elhelyezkedése	57
6.2 ábra. Az interferogram párok által lefedett időintervallum (1992 január 1. után eltelt napok száma)	58
6.3 ábra. Az interferogramok feldolgozásából kapott idősor (függőleges mozgás mm-ben)...58	
6.4 ábra Átlagos függőleges felszínmozgás az 1992-2000 közötti időszakban	59
6.5 ábra. Az átlagos eltérés nagysága (mm/év)	61
7.1 ábra: A referencia domborzat modell (a) és az interferometriával számított domborzat modell (b).....	63
7.2 ábra: A domborzat modellek különbsége (1), és a kibontott fázis (2).....	64
7.3 A különbség domborzat modell profilja az a, b és c vonal mentén.....	65
7.4 ábra: A referencia domborzat modell (a) és az interferometriával számított domborzat modell (b).....	66
7.5 ábra: A domborzat modellek különbsége (1), és a kibontott fázis (2).....	67
7.6 ábra: A különbség domborzat modell profilja (a), (b) és (c) vonal mentén	68
8.1 ábra: A debreceni graviméteres mozgásvizsgálat elhelyezkedése	70
8.2 ábra. A gravitációs mérés eredménye a 2120 jelű pontban (Csapó és Völgyesi, 2005).....	71
8.3 ábra. A kialakított GPS hálózat	72
8.4 ábra: A debreceni vízmű által kitermelt rétegvíz időszora 1971-2000 között (ezer m ³).....	73

Táblázatok

2.1. táblázat: A mikrohullámú tartomány felosztása	3
4.1 táblázat: A kiválasztott kép-párok	40
5.1 táblázat: Hardver specifikáció	42
6.1 táblázat: A magasság többértelműség és domborzat modell hibájának hatása	60
7.1 táblázat: Az meteorológiai paraméterek az 1995. október 27-28. kép-pár esetén.....	63
7.2 táblázat: A domborzat modellek közötti statisztikai különbség.....	64
7.3 táblázat: Az meteorológiai paraméterek az 1995. augusztus 18-19. kép-pár esetén.....	66
7.4 táblázat: A domborzat modellek közötti statisztikai különbség.....	66

Mellékletek

Az interferometriára alkalmas radar műholdak adatai	90
A rendelkezésre álló meteorológiai adatok	93
Merőleges bázisvonal hosszok	94
Az 1992-1993 közötti vertikális mozgás térképe	95
Az 1993-1996 közötti vertikális mozgás térképe	96
Az 1995-1996 közötti vertikális mozgás térkép	97
Az 1996-1997 közötti vertikális mozgás térképe	98
Az 1997-1998 közötti vertikális mozgás térképe	99
Az 1998-2000 közötti vertikális mozgás térképe	100

Rövidítések

3"DEM	3 second Digital Elevation Model 3 szögmásodperc felbontású digitális magasság modell
DEM	Digital Elevation Model Digitális magasság modell
DEOS	Delft Institute for Earth-Oriented Space Research A Delfti Műszaki Egyetem földtudományi úrkutató intézete
DInSAR	Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry Differenciális szintetizált apertúrájú radar-interferometria
ESA	European Space Agency Európai Űrügynökség
ERS-1/2	European Remote Sensing Satellite 1/2 Európai távérzékelő műhold 1/2
FDC	Doppler Centroid Frequency Doppler centroid frekvencia
InSAR	Synthetic Aperture Radar Interferometry Szintetizált apertúrájú radar-interferometria
LoS	Line of Sight A műhold – felszín irány (a nézés iránya)
ODR	Orbital Data Record Pálya adat fájl
PAF	Processing and Archiving Centre Feldolgozó és archiváló központ
PDF	Probability Density Function Valószínűség sűrűség függvény
SAR	Synthetic Aperture Radar Szintetizált apertúrájú radar
SIR	Shuttle Imaging Radar Űrsikló képalkotó radar
SLC	Single Look Complex Image Komplex kép formátumú
SNR	Signal to Noise Ratio Jel/zaj arány
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission Űrsikló radar térképező küldetés

Jelölések

B_{\perp}	Merőleges bázisvonal
$B_{\perp,C}$	Kritikus merőleges bázisvonal
B_{\parallel}	Párhuzamos bázisvonal
B_A	Pálya menti irányú sáv szélesség
B_w	Pályára merőleges irányú sáv szélesség
c	fénysebesség
D, L	Antenna fizikai mérete
D	
DI	Differenciális Interferogram
E	A kép intenzitása
$E\{ \}$	A valószínűség operátor
f	frekvencia
H	Műhold magasság a referencia felszín felett
I	Interferogram
P_S	A jel teljesítménye
P_N	A zaj teljesítménye
R_i	A műhold és a felszín közötti ferde távolság
Δr	A ferde távolság szerint felbontás
S_M	Master műhold jelölése
S_S	Slave műhold jelölése
α	Az atmoszféra hatása
α_t	A terep meredeksége
β	Az antenna nyílásszöge
$\sigma_R, \sigma_A, \sigma_X$	A helyvektor radiális, pálya menti és pályára merőleges komponensei
ϵ	Dielektromos állandó
γ_{teljes}	A dekorreláció teljes értéke
$\gamma_{termális}$	A termális dekorreláció értéke
$\gamma_{temporális}$	A temporális dekorreláció értéke
$\gamma_{geometriai}$	$\gamma_{geometriai}$

γ_{FDC}	A Doppler-centroid dekorreláció értéke
γ_{proc}	A feldolgozás okozta dekorreláció
κ	A domborzat modell hibája
λ	hullámhossz
θ	Oldalra nézés szöge
τ	A kisugárzott jel hossza
Φ	Az egyedi pixel fázisa
$\Phi_{i,j}^I \ \Phi_{i,j}^M \ \Phi_{i,j}^S \ \Phi_{i,j}^R$	Az i,j helyen az interferogram, a Master, a Slave és a Referencia fázisa
ψ	A felszín reflektivitása

Köszönetnyilvánítás

Szeretném kifejezni köszönetemet, hálámat és nagyrabecsülésemet az alábbi személyeknek:

Ferencz Csaba konzulensemnek, amiért elvállalt, aztán később se mondott le rólam, hanem biztatásával segített át a nehezebb időszakokon.

A Földmérési és Távérzékelési Intézet (FÖMI) vezetésének, Mihály Szabolcs főigazgatónak, Winkler Péter tudományos igazgatóhelyettesnek, Csornai Gábor központvezetőnek, Büttner György osztályvezetőnek, amiért támogatták és finanszírozták a munkám mellett folytatott tanulmányaimat, és hogy ennek során használhattam a FÖMI erőforrásait.

Grenerczy Gyulának, amiért meghívott a kutató munkacsoportba, és eredményes pályázataival megteremtette a munkám hátterét. Elcipelt a konferenciákra, ahol sok hasznos információhoz jutottam.

Tikász Lászlónak, László Istvánnak és Tóth Zoltánnak az értékes idejükért. A Linuxban nyújtott kezdeti segítségük nélkül nem lett volna lehetséges a feldolgozás.

Pataki Róbertnek és Maucha Gergelynek a GIS műveletekben és a megjelenítésben nyújtott segítségükért.

Székely Balázsnak és Tímár Gábornak tanácsaikért és támogatásukért.

Zentai Lászlónak a pánik helyzeteimben nyújtott higgadt tanácsaiért.

Alessandro Ferretti és Bert Kampes értékes tanácsaiért. Felhívták a figyelmem a szakirodalomban kevésbé hangsúlyozott buktatókra – amikbe természetesen belefutottam – és segítettek a tovább lépésben.

Kosztra Barbarának amiért átnézte és kijavította angol mondataimat.

Wirnhardt Csabának, Völgyesi Lajosnak a tanácsaikért.

Rehorovics Gyulának az értekezés fizikai formába öntésekor nyújtott segítségükért.

Újlaki Péternek (Debreceni Vízmű) a vízkivételi adatsorok átadásáért.

Köszönet illeti a Magyar Űrkutatási Irodát (MŰI) az elnyert TP 145-146 (2003) pályázatért és az Európai Űrügynökséget (ESA) a CAT-1 (C1P.2380) és az ESA PECS (No. 98026) pályázatokért. Ezek tették lehetővé az űrfelvételek vásárlását, illetve a külföldi konferenciákon való ismeretszerzést.

Végül szeretném megköszönni családomnak a folyamatos támogatást, különösen feleségemnek, Izoldának a szeretetét és türelmét, amely segített befejezni ezt a munkát.

1. Bevezetés

A légi készítésű fénykép illetve a technika kiterjesztésével készült műholdfelvétel mindenkinek ismerős lehet, gondoljuk csak például az időjárás-jelentés háttérében mutatott felhőfilmre.

Létezik azonban egy eredetileg katonai célra kifejlesztett eljárás, amely elterjedt a polgári kutatásban és pedig a képalkotó radar. A radar időjárás és napszak független, ezzel kiterjesztette a Föld felszínének felmérését napi 24 órára a hét minden napján.

Kezdetben az optikai távérzékelés kiegészítéseként a felszín nedvesség tartalmáról és/vagy az érdességéről adott plusz információt. A radarképeknek az a tulajdonsága, hogy a felszínelemről a visszavert jel nagysága mellett a jel fázisát is eltárolja. Amikor elkezdtek ezt az információt is használni újfajta tudományos eredmények születtek. Az egyik új alkalmazás a radar-interferometria, amikor két vagy több eltérő helyzetben és/vagy eltérő időpontban készült radar felvétel fázis-információjának használatával a leképzett terület geometriai sajátosságait határozzák meg, a topográfiairól illetve a felvételezések között bekövetkezett deformációról kapva új információt.

A műholdas radar-interferometria magyarországi alkalmazhatósági vizsgálatára 2003-ban kutató munkacsoportot alakítottunk a Földmérési és Távérzékelési Intézetben (FÖMI) belül dr. Grenczy Gyula (Kozmikus Geodéziai Observatórium, KGO) vezetésével, így a KGO és a Távérzékelési központ (TK) tapasztalatait is egyesíteni tudtuk. A Debrecen környéki felszínüllyedés komplex vizsgálatával összehasonlítást tervezünk műholdradar interferometria, a GPS, a szabatos szintezés és graviméteres technikák és eredményeik között. A FÖMI KGO koordinálásában a radar-adatokat beszereztük, a feldolgozásuk eredménye a jelen dolgozat. A három másik mozgásvizsgálati technikát illetően a KGO által szervezett mérési kampányok révén már rendelkezünk korábbi adatokkal, részben idén és jövőre újabb epochával bővítjük az adatsorokat.

2. Távérzékelés

A „távérzékelés” kifejezést az US Office of Naval Research (Amerikai Tengerészeti Kutató Iroda) geográfusai alkották az 1960-as években és a repülőről vagy mesterséges holdakról készült képek jelzésére használták (Curran, 1985). A legelterjedtebb meghatározás szerint „A távérzékelés egy olyan adat gyűjtési eljárás, amely adatokat szolgáltat a vizsgálati tárgyról, vagy jelenségről úgy hogy, a mérőműszer nincs (vagy csak elhanyagolható mértékben van) közvetlen fizikai kapcsolatban a vizsgálat tárgyával”.

A távérzékelésnek hosszú története van: a kezdeti katonai ballonos „légi” fényképezéstől (1860) az első világháborútól (1914) a repülőről végrehajtott légifényképezésen át az 1960-as években megjelenő űrfényképezésig (Gemini és Apolló program). A légi készítésű fényképek készítésének és elemzésének külön tudománya van: ez a fotogrammetria.

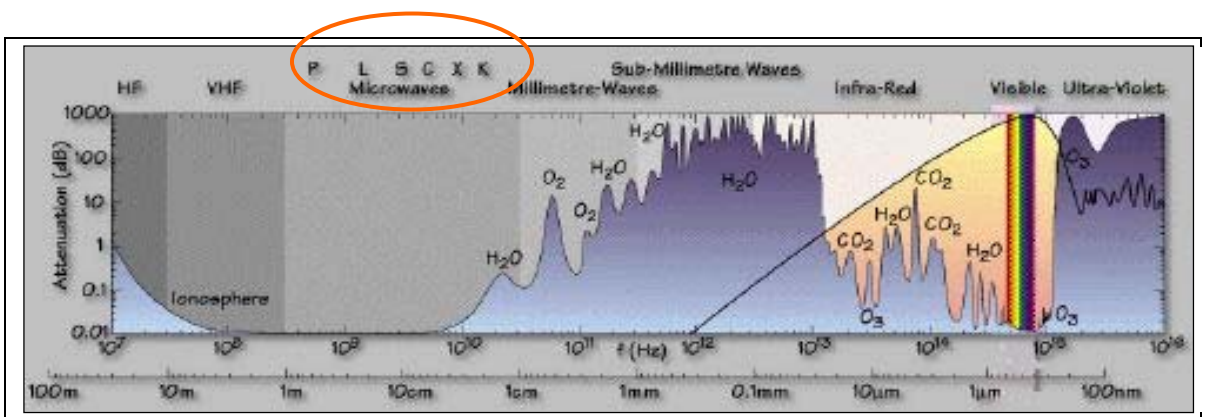
A műholdas távérzékelés a légi távérzékelés kiterjesztése. Az első meteorológiai műholdat (*Tiros-1*) 1960. április elsején bocsátották fel, amely már elektronikus érzékelővel (vidikon) volt felszerelve, 1972 július 23-án az *ERTS-1 (Landsat-1)* műhold felbocsátásakor már multispektrális szkennert is került a fedélzetre (MSS).

Az első műholdas radar rendszer a *Seasat*, 1978-ban startolt, elsődleges feladata az óceánok tanulmányozása. Bár idő előtt, alig 100 nap után befejezte a működését, a fedélzeti képkalkító radarral szerzett tapasztalatok hatására azóta számos műholdas radarrendszert alkalmaztak, mint például az űrsiklón használt *Shuttle Imaging Radar (SIR)* és a szovjet *Cosmos* a 80-as években. A korai 90-es években három további radar rendszert kezdtek használni: *Almaz-1* a korábbi Szovjetunióban, az *ERS-1* (Európai Radar Műhold) az ESA-nál (Európai Űrügynökség) és a *JERS-1* Japánban (1. melléklet).

Az utóbbi évtizedben mind a légi, mind a műholdas távérzékelésben nagyon dinamikus fejlődés tapasztalható. A légifotózásnál megjelentek a digitális mérőkamerák, a szenzoroknál pedig a hiperspektrális (Aqua/Terra: MODIS, Envisat:MERIS és AVIRIS, DAIS) vagy a nagyon-nagy felbontású érzékelők (Ikonos, QuickBird, OrbView-3). A radar rendszereknél új képkalkító radarokat (*Envisat/ASAR*, 2002; *ALOS (JERS-2)* 2006) bocsátottak fel és folyamatban van egy két műholdból álló nagyfelbontású rendszer kiépítése kifejezetten interferometriai alkalmazásokra (*TerraSAR-X*).

2.1 Mikrohullámú távérzékelő rendszerek

A mikrohullámú távérzékelő eszközök kifejlesztése az optikai és középső infravörös tartományban működő módszerekkel párhuzamosan, ezeket kiegészítve történt. Ebben a tartományban javul a jel áthatoló képessége, mert csökken a légkör csillapítása. A radar képzésként általában az 1mm és az 1m hullámhossz között történik. A hosszabb hullámhosszt (alacsonyabb frekvenciát) általában már kommunikációs és navigációs célokra más felhasználók számára átengedték. Az 2.1 ábrán az elektromágneses spektrum (benn a mikrohullámú tartomány) és a légköri csillapítás látható.



2.1 ábra: Az elektromágneses spektrum és a légkör csillapítása (JPL)

A 2.1 táblázatban a mikrohullámú tartomány –CCIR eredetű – felosztása látható. A távérzékelésben leggyakrabban használt hullámhossz sávok a C (ERS-1/2, Envisat, Radarsat)

L (JERS, ALOS) és az X (SIR, TerraSAR-X)

Sáv	Hullámhossz (cm)	Frekvencia (GHz)
P	107 – 77	0.28 – 0.39
UHF	100 – 30	0.39 – 1
L	30 – 15	1 – 2
S	15 – 7.5	2 – 4
C	7.5 – 3.75	4 – 8
X	3.75 – 2.4	8 – 12.5
Ku	2.4 – 1.67	12.5 – 17.96
K	1.67 – 1.18	17.96 – 25.42
Ka	1.18 – 0.75	25.42 – 40

2.1. táblázat: A mikrohullámú tartomány felosztása

A mikrohullámú távérzékelés nem tekint olyan hosszú múltra vissza, mint az optikai (pl. légifényképezés), az első földtudományi alkalmazások csak az 1960-as években indultak. Az első rádióhullám kísérletek azonban még a 19. század vége felé Heinrich Hertz végezte, amely kimutatta, hogy fém és nemfém tárgyakról reflexió kapható (Ulaby et al., 1986). A hajók kimutatása radar használatával első szabadalmát Christian Huelsmeyer kapta 1904-ben. E témára az 1920- 1930-as években nagy figyelmet fordítottak és Hans Eric Hollmann („Seatakt”, „Freya”) illetve Sir Robert Wattson-Watt („Home Chain”) munkásságának köszönhetően jelentős előrehaladás történt a II. Világháború kezdetére. Ebbe a fejlődési sorba kapcsolható Bay Zoltán híres holdradar kísérlete, amelyet 1946. február 6-án hajtottak végre.

A korai radar rendszerek a földről a levegőbe sugároztak, és néhány esetben a levegőből a földre. Ezen időszak alatt a radar vizsgálatok a hajók és repülők követésénél a zajok vagy földi zavarok kiküszöbölésére törekedtek. Szerencsére gyorsan felismerték, hogy ezek a zajok a felszín nyers leképezését adják. Az első vizsgálatot H. D. Smith (hadnagy) végezte 1948-ban Grönlandon úgy, hogy a radar képernyőről készült fotókat összehasonlította térképekkel. Felismerte a radar fotó és a térkép hasonlóságát, és megállapította, hogy a radarkép által mutatott táj körvonal részletesebb, mint a térképeken látható. Szintén felismerte, hogy a visszavert radar jel intenzitása összefügg a felszínelemek típusával és elhelyezkedésével. Végül arra a következtetésre jutott, hogy ilyen képek alkalmasak lehetnek tudományos vizsgálatokra is (Henderson and Lewis, 1998).

A mikrohullámú tartományban dolgozó eszközöknek két nagyobb csoportját különböztetjük meg, a passzív és az aktív eszközöket (Winkler G., 2002, p46). A passzív mikrohullámú rendszerek a környezet saját mikrohullámú sugárzását érzékelik és mérik. Elsődleges feladatuk a hőmérséklet és nedvesség tartalom meghatározása, illetve a terepazonosítás. Az aktív műszerek a saját maguk által kibocsátott EM sugárzás visszaverődésének mérésével nyújtanak hasznos információt. A terep érdekességének, nedvesség tartalmának vizsgálatától, a növényzet állapotán keresztül a terep topográfiai kutatásán át, az árvíz- és belvíz monitorozásig sok területet felölel az alkalmazásuk.

Az *aktív mikrohullám* kifejezés gyakran rokon értelmű a radarral. A RADAR betűszó: RAdio Detection And Ranging (észlelés és távolságmérés rádióhullámokkal). Mint aktív eszköz, a radar független a naptól és a napszaktól, így éjjel-nappal képes működni. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a felszíni jellemzőket gyakran befolyásolja a napi menet. A radarokat, ellentétben az optikai érzékelőkkel, nem befolyásolja a felhőfedettség vagy a pára, és a működésük általában független az időjárási körülményektől. A vízfelhőknek számottevő

hatása csak a 2cm alatti hullámhosszokon van, és az eső hatása viszonylag jelentéktelen a 4cm feletti hullámhosszokon

2.1.1 Passzív mikrohullámú rendszerek

A passzív mikrohullámú eszközök, másnéven mikrohullámú radiométerek, alapelve a következő: egy mikrohullámú antenna a karakterisztikájával lefedett terepelemről felfogja az EM sugárzást. Ezt egy jelátalakító-összehasonlító elektronikus egység feldolgozza, és az eredmény egy bonyolult kalibrációs folyamaton végigment analóg illetve digitális jel lesz, amelyet rögzítenek.

A mikrohullámú radiométereket megkülönböztethetjük a letapogatás fajtája szerint is, mechanikus és elektronikus letapogató berendezés. Az antenna egy időben csak a karakterisztikája irányából, egy terepelemről vesz jelet. A hordozó jármű alatt kereszt irányban a karakterisztika helyzetének változtatásával folyamatosan letapogatja a terepet. A folyamatosan vett analóg jelet általában minta vételezik és soronként rögzítik.

A legegyszerűbb esetben a pásztázó karakterisztika irányának (helyzetének) megváltoztatását magának a parabola-antennának a mechanikus mozgatásával érik el. Gyorsan mozgó repülőkön azonban ez nem alkalmazható, illetve nagyon rossz felbontást okoz. Részben a nagy antenaszerkezet mozgatásának technikai problémája miatt, részben a mozgatás sebességét kellene esetenként a sokszorosára növelni.

E nehézségek miatt fejlesztették ki az úgynevezett fázisvezérelt antennákat. Ezek az antennák elemi antenna sorokból állnak és egy számítógép folyamatosan programozza az antenna elemeket aszerint, hogy milyen fázisban beérkező sugárzást rögzítsenek. Így az egész antenna az elemi egységek egymáshoz viszonyított fáziskülönbség-beállítása miatt úgy működik, mintha meghatározott irányba mutatna a karakterisztikája. A központi érzékelőegység ezután az elemi antennákról beérkező jeleket amplitúdójuk függvényében összegzi és rögzíti. Mivel az antenna rendszer egy időben csak a programozásának megfelelő fáziskülönbséggel beérkező jeleket rögzíti, az elektronikus vezérlés (programozás) gyors megváltoztatásával a karakterisztika is megváltozik és letapogatja a felszínt.

2.1.2 Aktív mikrohullámú eszközök

Az aktív mikrohullámú eszközök az 1mm és az 1 m közötti EM tartományban (2.1 ábra) az általuk gerjesztett sugárzás visszaverődését érzékelik. Ennek a természetes megvilágítás függetlenség mellett az a nagy előnye, hogy minden esetben képesek a futási idő mérésére, ami új típusú információk meghatározását teszi lehetővé. Az aktív radareszközöket az alábbi

csoportokba lehet sorolni: (i) felderítő, (ii) magasságmérő, (iii) térképező és (iv) visszaverődés-mérő (Winkler G., 2002, 48)

2.1.2.1 Felderítő radareszközök

A radarok általában úgynevezett síknyaláb karakterisztikával dolgozó mikrohullámú berendezések. Az érzékelt objektumról visszavert sugárzásnak a futási idejét, fázisát, intenzitását mérik. A legkorábban kifejlesztett mikrohullámú berendezések, a felderítő radarok is ide tartoznak.

A felderítő radarok alapelvét legegyszerűbben a „Panoráma” másnéven PPI (*Plan Position Indicator*: síkhelyzet (pozíció) jelző) berendezések testesítik meg. Hans Eric Hollmann 1937-ben fejlesztette ki és a GEMA cég 1940-ben építette meg az első PPI radart. Az antenna mozgása adja a térbeli irányokat, a távolságmérés a további helyrögzítést, az intenzitás a leképezés amplitúdóját. A nagy áttörést a polárkoordináta rendszer használata és a katódsugárcsöves képernyőn (CRT-n, illetve itt „Braun Tube”-on) történő megjelenítés hozta.

A felbontó képesség növelése magával hozta az antennaméret növekedését, ez pedig stabilitási problémákat okozott, így az egyszerű parabola-antennás radarok továbbfejlesztéseként itt is a fázisvezérelt antenna rendszert kezdték alkalmazni. Nagy előnye a fázisvezérelt antennáknak, hogy mind a vízszintes, mind a magassági felderítést egy eszköz végzi, továbbá a felderítés mellett a rávezetést (cél megjelölést) is képes elvégezni ma már akár többszörös cél esetén is.

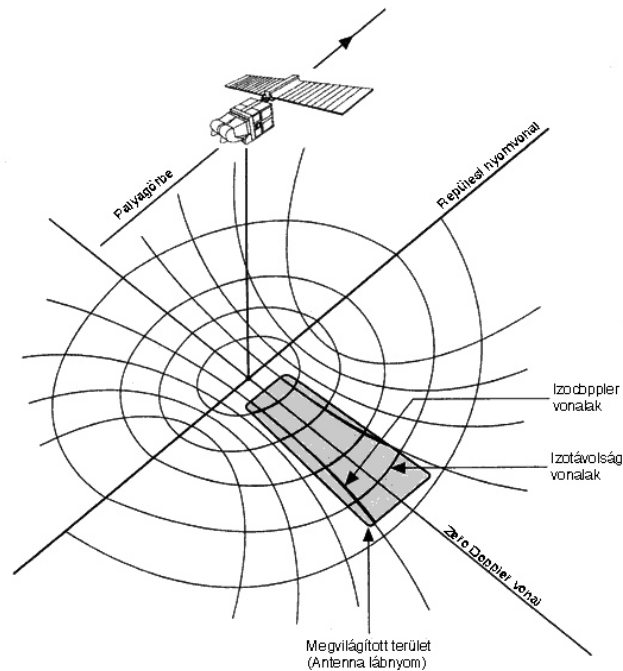
2.1.2.2 Magasságmérő radarok (altiméterek)

A magasságmérő radarok működési elve a következő: a hordozóról tűnyaláb jellegű impulzust bocsátanak a felszínre, ez visszaverődik, mérik a futási időt és ezzel meghatározzák a hordozó terep feletti magasságát. Felhasználásuk szerint két csoportba sorolhatók. A legelterjedtebbek a navigációs altiméterek. Ekkor a magasság meghatározása az egyéb feladatok (pl. légifényképezés) elvégzéséhez nyújt segéd információt. Másik csoportjuk közvetlenül a térképezést szolgálja. Ennél a módszernél a hordozóeszköz pályája ismert (pl. szintfelület) és a magasságméréssel közvetlenül a felszíni magasságok határozhatók meg.

2.1.2.3 Térképező (képalkotó) radar rendszerek

A távérzékelés legfontosabb mikrohullámú adatforrásai a térképező radar rendszerek. Ezek az előzőektől teljesen eltérő módon működnek. Összefoglaló néven oldalra néző radaroknak

(SLR vagy SLAR) nevezzük őket, mert a repülési útvonal mellett, a mozgási irányra merőlegesen tapogadják le a felszínt.



2.2 ábra: Az oldalra néző radar képalkotása (Massonet, 1998)

Az oldalra nézésnek gyakorlati okai vannak. A radar a futási időből határozza meg a felszín elem távolságát. A lefelé néző radar nem tudja megkülönböztetni a repülési nyomvonal jobb és bal oldaláról azonos időben érkező jeleket, illetve a lefelé irányuló jel a felszín elemeit közel egyidőben sugározza be, így a visszavert jeleket nem lehet szétválogatni és leromlik a felbontás. A besugárzott területből ezért kizárják a hordozó alatti területet ($\theta_{min} \approx 15^\circ$). A távoli oldalon pedig azért korlátozzák a maximális terepi távolságot ($\theta_{max} \approx 60^\circ$), hogy a visszavert jelek energiaszintje ne csökkenjen a biztonságos azonosítás szintje alá (Winkler, 2002).

Valós apertúrájú képalkotó radar (SLAR-RAR)

A képalkotó radarok legkorábbi, és egyben legegyszerűbb típusa a valós apertúrájú radar. Működési elve a következő: egy adó-vevő antenna a hordozó haladási irányára merőlegesen mikrohullámú impulzust bocsát ki, majd a visszavert jeleket érzékeli. A radareszköz a hordozó haladásával szinkronban újabb és újabb impulzusokkal sugározza be a terepet. Egy impulzus végig söpör a területen és a visszaérkező jelek futási idejének különbségét a felszín soronkénti leképzésére használják fel. A folyamat során folyamatos képalkotás történik.

A SLAR-RAR felvételek felbontását megvizsgálva azt találjuk, hogy a keresztirányú felbontás az impulzushossz függvénye és a távolsággal csak kis mértékben csökken. A

nagyobb probléma a repülés irányú felbontás. Ez esetben a pixel méretét az antenna repülés irányú nyílásszöge határozza meg, ami az antenna hosszának és kialakításának függvénye. Emiatt a távolabbi területek felbontó képessége a távolsággal rohamosan csökken (szélesebb területről jön vissza jel: 2.4 ábra).

Szintetizált apertúrájú képképző radar (SAR)

A SLAR-RAR felbontás csökkenés problémájának megoldására létrehozták a szintetizált apertúrájú radarokat (SLR-SAR). Az eljárás a következő: a mikrohullámú impulzus a SLAR-RAR-módszerhez hasonlóan oldalirányban besugározza a terepet, most azonban nem törekednek a keskeny nyílásszög használatára. A jelek vételénél nem csak a pixelméretet meghatározó egész terepelemre vonatkozó futási időt és amplitúdót rögzítik, hanem a terep elemről beérkező jel fáziskülönbségét is. Emiatt az impulzus koherens sugárzás kell legyen. Ekkor egy képpont gyakorlatilag a tereppont fázis képe. A következő besugárzás nagy átfedéssel történik, így egy-egy tereppont mindaddig részt vesz a képképzésben, ameddig besugárzás éri. Az eltérés a fáziskülönbségek változásából adódik, hiszen a hordozó közben elmozdult a terepponthez képest. Az adatképből a valódi képet matematikai eljárással hozzák létre, mintha egyetlen, a repülési irányban igen nagy méretű antennával készült volna felvétel.

A SAR rendszernek a sok előny mellett van egy hátránya. A fáziskülönbség egyértelmű meghatározásához koherens sugárzásra van szükség. Ez a sugárzás azonban, amikor visszaverődik egy tereppontról, az elemi szórópontok szuperpozíciójaként jelenik meg. A szórópontok véletlenszerű elhelyezkedése és a hullámhossz-pixelméret aránya (ERS: 0,0566/25m) miatt azonban ez zajt generál. Ezt a radar felvételek jellegzetes kinézetét adó zajt pöttyösségnek (*speckle*-nek) nevezik, és csak utófeldolgozással (adaptív szűrők alkalmazása, vagy textúra analízis) lehet javítani.

Holografikus radar (H-SAR)

A SLAR felvételek feltétele, hogy csak a hordozóeszköz melletti területről jöhet vissza felhasználható jel. A repülési útvonal alól használhatatlan információkhoz jutunk. Az úgynevezett holografikus rendszerek azt a feladatot oldják meg, hogy a repülőeszköz alatti terepfelületről is képszerű információt kapjunk. Ez esetben a terep besugárzását és a visszavert jelek fogadását egy a repülési irányra merőleges elhelyezkedésű fázisvezérelt antenna irányítja. Minden besugárzott terepelem minden irányban visszaveri az impulzust, így minden terepelem mindegyik elemi antenna jelének kialakításában részt vesz.

2.1.2.4 Szketterométerek

A felderítő és térképező radarok gyakorlatilag az objektumok helyzetének és néhány tulajdonságának megállapítását szolgálják. A visszaverődés-mérők az vizsgálják, hogy egy terepi objektum a besugárzást hogyan veri vissza, ha a besugárzás beesési szöge változik. Ezek a műszerek a terep spektrális tulajdonságairól adnak felvilágosítást a mikrohullámú tartományban, részben a radarberendezések kalibrációjára szolgálnak

Működésük alapvető feltétele, hogy egy terepelemet különböző szögek alatt tudjanak besugározni, és ezeket a szögeket a terepelemekkel együtt meg tudják különböztetni.

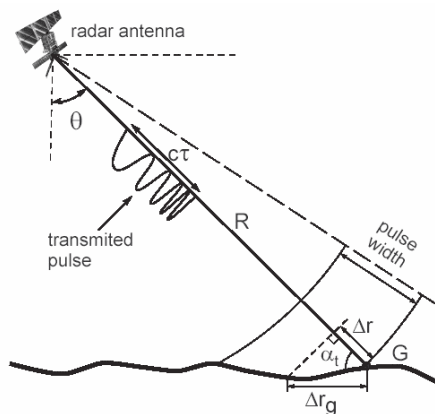
2.2 Szintetizált apertúrájú képalkotó radar (SAR)

A következő fejezetekben az InSAR technika hátterét és elméletét ismertetem. Az itt bemutatott elmélet a szintetizált apertúrájú radar működésére és az interferometriára fókuszál.

2.2.1. Szintetizált apertúrájú radar

Mint az előző pontban láttuk, az oldalra néző radar repülés irányú felbontás csökkenés problémájának megoldására hozták létre a szintetizált apertúrájú radart (SAR).

A képalkotó SAR rendszernél a hordozó (v) sebességgel (H) magasságban halad és a haladási irányra merőleges (R) irányba bocsátja ki az impulzusokat a függőlegessel (θ) szöget bezárva (2.3 ábra). Minden impulzus lineáris frekvencia modulációval formázott és az impulzus ismétlési frekvenciával (*pulse repetition frequency, PRF*) továbbítják a Föld felé.



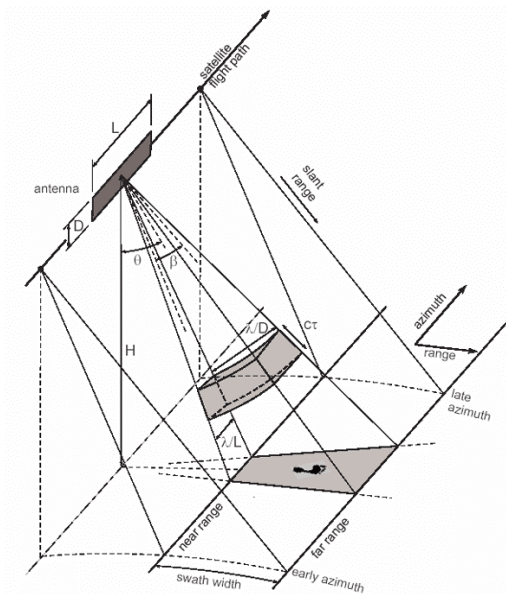
2.3 ábra: Az oldalra néző rendszer geometriája

θ : az oldalra nézés szöge

R : a műhold-felszín távolság

$c\tau$: az impulzus hossza

A kibocsátott és a visszavert jel koherens. Ez azt jelenti, hogy a kibocsátott jelet egy stabil oszcillátor állítja elő, amely idő (és tér) referenciaként is szolgál. A vett jel esetén pontosan mérhető a felszín távolságától függő késleltetés és a hordozó referencia fázisához képesti fáziskülönbség.



2.4 ábra: Az oldalra néző radar rendszer 3D nézete

A radar képalkotás módja határozza meg a koordináta rendszert, amelyben az *azimut* (repülési irányú) koordináta a repülési vonal menti koordinátákat jelöli, míg a *range* (keresztirányú) koordináta a repülési irányra merőlegesen a kibocsátott impulzusok irányát jelöli. A 2.4 ábra mutatja a felvételezés folyamatát. A leképzett terepen belül az egyszerre megvilágított terület leképezési sávnak vagy lábnyomnak (*foot print*) nevezzük.

A kibocsátott impulzus τ hossza meghatározza a SAR rendszer Δr ferde távolság szerinti felbontását (2.1 ábra):

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2} \tag{2.1}$$

Másrészről a Δr_g *range* felbontás, ami a minimális távolság két objektum között, amelyek még különállóan észlelhetők, megadható a következő képpen:


$$\Delta r_g = \frac{c\tau}{2\cos\alpha_t} \tag{2.2}$$

ahol α_t a felszín hajlásszöge.

Az *azimut* felbontást csak az antenna iránykarakterisztika befolyásolja. Az antenna elmélet szerint az antenna által észlelt jel (ΔA) felbontása az antenna hosszával növekszik:

$$\Delta A = \frac{\lambda}{L} R \tag{2.3}$$

Az lehet mondani, hogy a felszíntől való távolság növekedésével az antenna hosszát is növelnünk kell a felbontás szintentartásához. Ez egy idő után azonban mechanikailag

: az antenna által besugárzott terület (lábnyom)

D, L : az antenna fizikai mérete

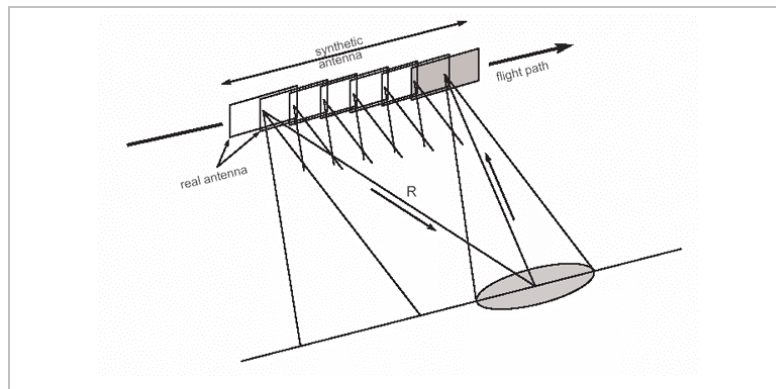
H : magasság

θ : az oldalra nézés szöge

β : az antenna nyílásszöge

λ : hullámhossz

kivitelezhetetlenné válik, és más megoldást kell találni: a hordozó mozgását kihasználva szimulálják a nagyobb szenzor méretet (2.5 ábra).



2.5 ábra A szintetizált apertúrájú radar

Az eljárás során oldalirányban besugározzák a terepet, azonban nem törekednek a keskeny nyílásszög használatára. A jelek vételénél nem csak a futási időt és az amplitúdót rögzítik, hanem a terep elemről beérkező jel fáziskülönbségét is. A következő besugárzás nagy átfedéssel történik, így egy-egy tereppont mindaddig részt vesz a képalkotásban, ameddig besugárzás éri. Az eltérés a fáziskülönbségek változásából adódik, hiszen a hordozó (űreszköz, repülő, stb.) közben elmozdult a terepponthoz képest (2.5 ábra). Az adatképből a valódi képet a műholdpálya ismeretében bonyolult matematikai algoritmussal – az úgynevezett fókuszálással – hozzák létre.



2.6 ábra: A fókuszálás hatása. A nyers (pixelméret: 5km*14km) és a fókuszált (pixelméret:25m*25m) radarkép (Massonet and Feigl, 1998)

Ezt az eljárást szintetizált apertúrájú radarnak (*Synthetic Aperture Radar: SAR*) nevezzük (2.1.2.3 pont) és először Graham (1974) végezte. Ennek során a 4.5 km széles felszíni besugárzást a fókuszálással ~5m azimut felbontásra tudta növelni. Azóta számos

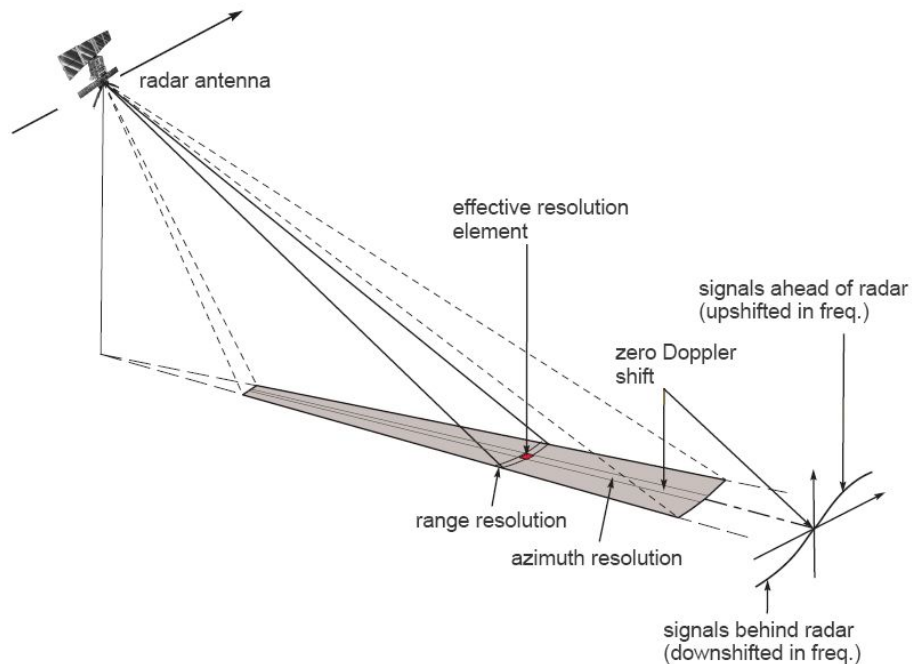
fókuszáló algoritmust fejlesztettek ki (Madsen, 1989; Massonet et al., 1994; Xiong et al., 1995; Debao et al., 1999). Ezekben az eljárásokban közös, hogy mindegyik fázismegtartó, azaz az előfeldolgozás során nem változtatja meg a pixel fázisát.

Az általam használt képek előfeldolgozását (fókuszálását) az ESA-ban, az angliai UK-PAF-ban végezték el.

Elméletben a SAR adatok *azimut* irányú feldolgozása megköveteli a visszavert jel Doppler frekvencia eltolás (gyakran Doppler centroid frekvenciának (FDC) nevezik) becslését. A vett jel ugyanis az antenna és a felszín sebesség-különbsége miatt Doppler frekvencia eltolódást szenved. Ennek mértéke (Ferencz, 1996):

$$f_D = \frac{2v}{\lambda \sin\left(\frac{\theta}{2}\right)} \quad (2.4)$$

A gyakorlatban ez azt jelenti, hogy az antenna haladási iránya előtti területről visszaverődő jel frekvenciája megnő, míg az antenna haladási iránya mögötti területről visszaverődő jel frekvenciája csökken. A frekvencia eltolódás meghatározza az irányt, a visszaverődésig eltelt idő pedig az antenna felszín távolságot.



2.7 ábra: Az azimut irányú tényleges felbontás meghatározása (Lillesand és Kiefer, 2000)

A fókuszálás során a Doppler centroid frekvenciát felhasználva nagyon szűk tényleges sáv szélességet kapunk. Más szóval az azimut spektrum információt hordoz a Doppler eltolódásról és annak sáv szélességéről és ez megegyezik az azimut irányú spektrális felbontással (2.7 ábra). Az FDC a Föld forgásától és a műhold radiális tengelye körüli

elfordulásától függ és a pályára merőlegesen változik (Price, 1999, p48-69; Barmettler et al., 1996; Zebker et al., 1994).

A fókuszált radarkép pixelekből áll. Mindegyik pixel a megfelelő felszíni terület radar visszaszórását jeleníti meg. A kép minősége a szenzor-felszín geometriától és a jelfeldolgozástól függ. Az egyik SAR termék komplex szám formájában tárolja a visszavert jel amplitúdóját és fázisát, ennek *Single Look Complex* (SLC) kép a neve. Ez a formátum a fázis információ miatt lehetőséget ad a később ismertetett interferometria alkalmazására.

2.2.2 A reflektivitást befolyásoló tényezők

Négy fő tényező befolyásolja a radarjel reflektivitását. Ezek a (i) geometria, (ii) topográfia, (iii) a felszín érdessége, és (iv) a felszín dielektrikus jellemzője (Ulaby, 1982).

A radar jelet befolyásoló geometriai hatások közül a legnagyobb a beesési szög ($\theta_{\text{beesési}}$). Ahogy nő a beesési szög a radar energia kevésbé verődik vissza és csökken a felszín reflektivitása. Továbbá a helyi beesési szög (θ_{helyi}) is – ami a felszín meredekségének függvénye - befolyásolja a radar visszhang erősségét. A keresztirányú meredekség növekedés a visszavert jel nagyságát is növeli. Ezen kívül a felszíni érdesség befolyásolja (általában növeli) a visszavert jel nagyságát. A hatás annál erősebb, minél közelebb van egymáshoz a radar hullámhossza és a felszíni alakzatok tipikus mérete.

A radar reflektivitás utolsó befolyásoló tényezője a dielektromos állandó (ϵ), amely az anyagokban a (monokromatikus) elektromágneses jel és az anyag kölcsönhatását írja le. A nagy dielektromos állandójú anyagok igen jó radar reflektorok.

Anyag	ϵ
víz	80
nedves talaj	10
száraz talaj	5
jég	~3
levegő	~1

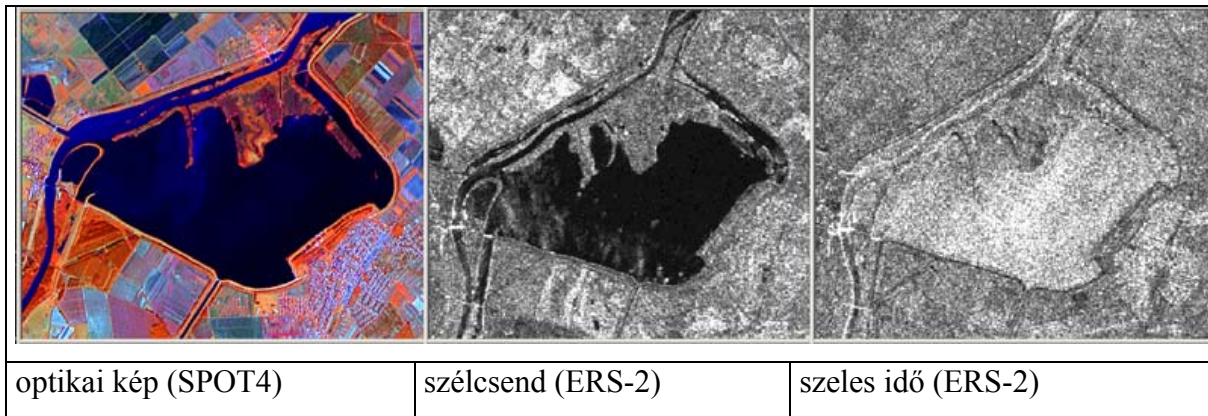
2.1 táblázat: Néhány anyag dielektromos állandója

Amikor a talaj sok vizet tartalmaz, akkor a radar jel nagyrésze nem az antenna felé verődik vissza, és így a képen sötétebb területként jelenik meg. Nyílt vízfelszín esetén a radar jel nem a műhold felé verődik vissza (tükröződik) és képen fekete (adathiányos) terület jelenik meg.

Az 1997-es radar reflektancia vizsgálatban egy szolnoki kísérleti területen a nedvesség-tartalom hatását vizsgáltam a visszavert jel erősségére. Azt tapasztaltam, hogy a

felszín érdessége egy nagyságrenddel jobban befolyásolja visszavert jel erősségét, mint a felszín nedvesség tartalma (Winkler et al. 1997).

Szeles időben, mikor a víz hullámzik, erős radarjelet ad. A 2.8 ábrán a Tisza tó déli része látszik szélcsendes és szeles időjárási körülmények között készült radar amplitúdó képen, valamint optikai felvételen.



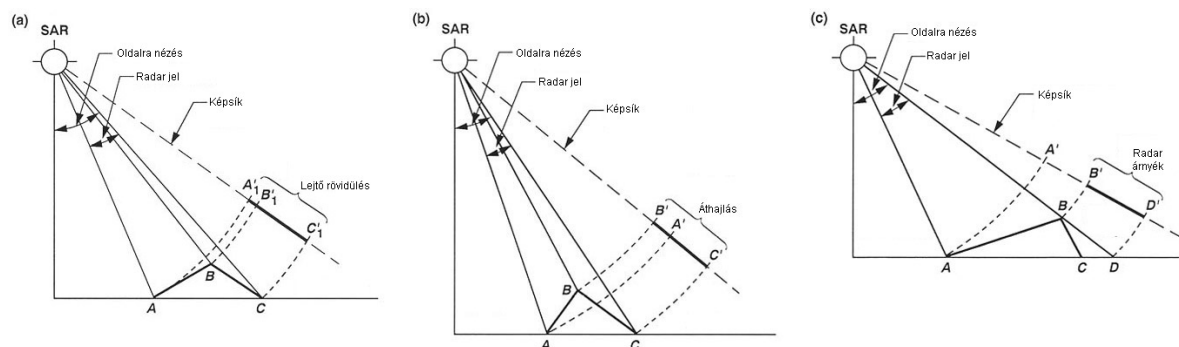
2.8 A Tisza-tó déli része optikai és radar felvételen

A szél további hatása az is, hogy a felszín geometriája megváltozik (pl. megdőlnek a növények), ezért elsősorban a mezőgazdasági és az erdős területeken koherencia veszteség lép fel, amely könnyen megakadályozza a radarkép interferometriára történő használatát.

A radarképek interpretálása jóval bonyolultabb, mint az optikai felvételeké, de szegmentálással és multitemporális idősor használatával az amplitúdó kép jól kezelhető.

2.2.3 Geometria tulajdonságok

A radarképek sajátosságai között meg kell említenünk azokat a problémákat, melyeket a domborzat okoz a ferde felvételi mód miatt, így minden pixelt geometriai korrekcióként le kell vetíteni a felületre.



2.9 A domborzat hatása a kép geometriájára: a) lejtő rövidülés, b) áthajlás, c) radar árnyék

A radar a terjedési időt méri, így a különböző pontokból visszaverődött jelek időkülönbsége határozza meg a pontok közötti távolságot a radarfelvételen. Három fontos

keresztirányú helyi képtorzulást mutatunk be: a lejtő rövidülést, az áthajlást és a radar árnyékot (2.9 ábra: a,b,c)

Lejtő rövidülés (a)

Közepes és nagy kiemelkedések esetén a kép középső és távoli részén jelentkezik. Emiatt az adott felszíninformáció hordozóhoz közelebbi oldala meredekebbnek, a hordozótól távolabbi oldala pedig laposabbnak látszik, mint ahogy az a valóságban van. Eképpen egy egyenlő közeli és távoli oldalmeredekségű felszíninformáció a leképzés során a közeli oldalon rövidebb, meredekebb és fényesebb, a távoli oldalon hosszabb, laposabb és sötétebb lejtőként jelenik meg.

Áthajlás (b)

A kép közeli oldalán egy magas tereptárgy teteje közelebb van az antennához, mint az alja, így a visszaverődés előbb éri el a tetejéről az antennát, mint az aljáról. Mivel a radar a távolságokat a futási idők alapján számolja, a tereptárgy úgy képződik le, mintha a teteje közelebb lenne az antennához, mint az alja.

Radar árnyék (c)

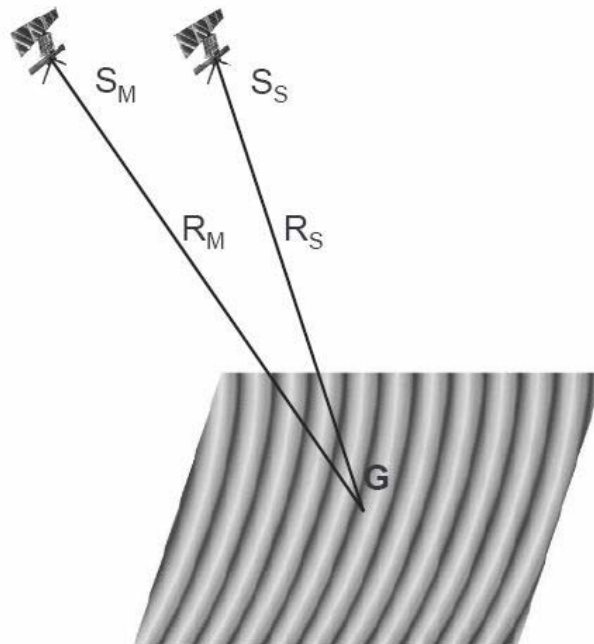
Kevésbé kezelhető az a probléma, amikor a felszín domborulatai leárnyékolják a mögöttük lévő részeket. Ezekről a részekről nem érkezik visszaverődés, így nem is képződnek le. A geometriai visszaállítás során ezeken a helyeken adatmentes lyukak (*hole*) jönnek létre, amiket aztán más adatok (pl. ellentétes irányú repülés, ortofotó) felhasználásával lehet csak befoltozni. Ez a jelenség azonban rendszerint csak magas hegyek illetve alacsonyabb repülési magasságok esetén lép fel. Hasonló probléma az igen nagy felbontású optikai képeken is jelentkezik, ahol a magas tereptárgyak kitakarják a mögöttük lévő területet.

2.3 Interferometria (InSAR) alapelvek

Ahogy azt az előző pontban említettük a képalkotó radarok a visszavert jel amplitúdója mellett a fázis információt is megőrzik. Ezen különböző helyzetben és/vagy időben rögzített komplex (amplitúdó és fázis) képek kombinációja adja a radar-interferometriát. A kép-pár megegyező pontjaira az eredmény interferogram lehetővé teszi hullámhossz alatti pontossággal a kicsi (radar-felszín) távolság különbségek meghatározását.

A radar és az optikai képalkotás abban különbözik, hogy egy távolság és egy szög paraméterre bontható fel a radar kép, míg az optikai kép két szög paraméterre bontható. Továbbá a SAR interferometria (2.10 ábra) alapján véve abban különbözik az optikai

interferometriától, hogy a komplex jelben a fázis közvetlenül mérhető. Az optikai interferometriában, ahol az intenzitást rögzítik, a fázis információ csak közvetve hozzáférhető az építő (összeadódó) és romboló (kioltó) interferenciaminták mérésével.

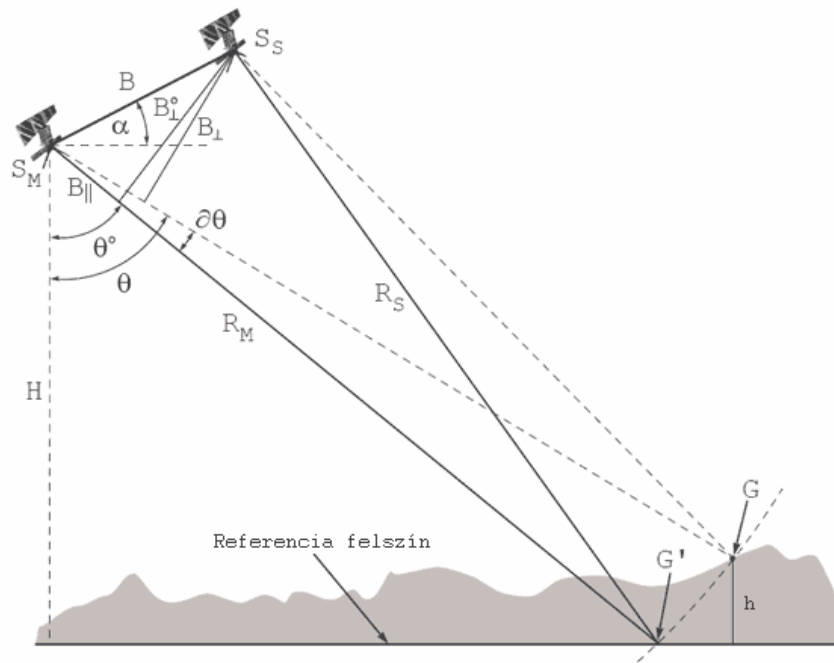


2.10 ábra: SAR interferometria (perspektivikus nézet)

2.3.1 Bázisvonal

A ma használatos SAR interferometria működési elve két alap esetre osztható: a térbeli bázisvonal (méter, a műholdak távolsága) és az időbeli bázisvonal (nap, a felvételek között eltelt idő) (2.11 ábra). A bonyolultabb alkalmazások esetén többszörös interferogram kombinációknál általában a térbeli és időbeli bázisvonalak egyszerre fordulnak elő.

A tisztán térbeli bázisvonal esetén a célterületet egyidejűleg két különböző műholdpályáról képezzük le (azaz az időbeli bázisvonal közelítőleg nulla, a két űreszköz szimultán működtetésével pontosan nulla), és a kibocsátott jel visszaérkezés különbségének méréséből elkészíthető a cél függőleges vetülete megkapva a felszín topográfiáját. Az interferometrikus technika erőssége a sztereo-optikai technikához hasonlítva a ferde távolság különbség hullámhossz alatti pontossággal történő meghatározása. A távolság, azimut szög és a magassági szög egyidejű mérése minden egyes képpont esetén abszolút 3D helymeghatározást tesz lehetővé, így a radar kép a torz ferde távolságból egy földrajzi rendszerbe pontosan transzformálható.



2.11 ábra: Az InSAR geometriája (a műholdpályára merőleges nézet)

A tisztán időbeli bázisvonal esetén pontosan azonos helyzetből történik meg a felvételezés a különböző időpontokban. Az alapelv szerint, ha azonos volt a felvételi helyzet, az interferometrikus eltérés a vizsgált felszín megváltozásához kapcsolódik. Az időbeli bázisvonal a mérés irányú sebesség-komponens változását méri: repülőgépre szerelt szenzorok esetén cm/másodperc nagyságú (óceán felszín mozgása, jármű forgalom), űreszközök esetén a cm/nap (jégmozgás) kimutatása lehetséges.

Kevert bázisvonalak esetén a dinamikának és a topográfának egyidejű mérése hajtható végre. A kevert bázisvonalak leggyakrabban a műholdak ismétlődő elvonulásával jönnek létre, ahol a mind a térbeli mind az időbeli bázisvonal megléte kívánatos, azonban a kiegészítő bázisvonal használata elkerülhetetlen.

Abban az esetben, amikor műholdas interferometriát használunk topografikus térkép előállítására, a felvételek között - az időbeli bázisvonal miatt - gyakran koherencia vesztes tapasztalható, amelyet a felszíni szórópontok eloszlásának megváltozása okoz. Ezt a jelenséget temporális/időbeli dekkorrelációnak nevezzük. A különböző időpontok között az alak és/vagy dielektromos jellemző (pl.: fagyás-olvadás) változása, a csapadék, a növényzet mozgása mind-mind az interferogram minőség romlását okozza.

A többszörös átvonulási technikájú topografikus térképezéssel együtt jár a térbeli és időbeli bázisvonalak jelenléte. Azokban az esetekben, amikor a térbeli bázisvonal elég kicsi ez a technika az elmozdulás térképezését eredményezi. Amikor a térbeli bázisvonal nagy

további információra van szükség a felszín változás és a felszín topológia okozta fázis többértelműség feloldására.

A majdnem azonos pályáról készített komplex radar képek kombinálása esetén

- a jellemző időkülönbség a műholdas rendszerek esetén napok-évek, légi rendszerek esetén néhány 10 perc vagy óra;
- gyakran jelentős a térbeli bázisvonal.

Esetenként azonban előfordulhat, hogy a műholdpálya ismétlődése olyan pontos, hogy a bázisvonal csak néhány méter, és nem szükséges topografikus korrekció.

2.3.2 Komplex interferogram

A 2.11 ábrán egy tipikus radar interferometriai elrendezés keresztmetszete látható. Felhasználva a $G(x,y)$ ponthoz tartozó fáziskülönbséget (ϕ), a ferde távolságot (R_M), a műholdak közötti távolságot (bázisvonal, B) és a műhold magasságát lehetséges a $G(x,y)$ pont referencia felszín feletti h magasságát meghatározni

Ha az antenna helyzetét és a SAR rendszer paramétereit pontosan ismerjük, valamint a képek jól korrelálnak (2.5.1 pont) akkor az interferogram a $G(x,y)$ pont műhold irányú fázis különbségét méri.

Az egyedi pixel fázisa egy pixelre jellemző és egy szenzor-pixel távolság függő részből tevődik össze, és a következő képlettel adható meg:

$$\Phi = \Psi + \frac{4\pi}{\lambda} R + \alpha + \nu, \quad (2.5)$$

ahol Ψ a pixel reflektivitása, $\frac{4\pi}{\lambda} R$ a szenzor felszín távolság, α az atmoszféra hatása a fázisra, ν a zaj.

A felszínről készített SAR SLC kép egy komplex értékekből álló szabályos rácshálózat.

$$g(x, y) = u(x, y) + iv(x, y), \quad (2.6)$$

ahol $u(x, y)$ és $v(x, y)$ a komplex szám valós és képzetes része.

A komplex számok fejezik ki az amplitúdót $|g(x, y)|$ és a fázist $\Phi(x, y)$:

$$g(x, y) = |g(x, y)|e^{i\Phi(x, y)}, \quad (2.7)$$

ahol az amplitúdó definíciója

$$|g(x, y)| = \sqrt{u^2(x, y) + v^2(x, y)}, \quad (2.8)$$

és a fázis

$$\Phi(x, y) = \arctan \frac{v(x, y)}{u(x, y)} \text{ és } u(x, y) \neq 0. \quad (2.9)$$

Az egy pixel által megjelenített felszínelem általában több száz elemi szóró pontból áll, így a visszavert jel az elemi szórópontok szuperpozíciójaként áll elő.

A radar-interferometriához két kép szükséges. Az első áthaladáskor készült képet szokás *Master* (M) képnek, míg a második áthaladáskor készült képet *Slave* (S) képnek nevezik.

Ghiglia and Pritt (1998, p14) után a SAR képek komplex jelölése a következő:

$$g_M(x, y) = |g_M(x, y)| \exp\{i\Phi_M\}, \text{ ahol } \Phi_M = -\frac{4\pi R_M(x, y)}{\lambda}, \quad (2.10)$$

$$g_S(x, y) = |g_S(x, y)| \exp\{i\Phi_S\}, \text{ ahol } \Phi_S = -\frac{4\pi R_S(x, y)}{\lambda}, \quad (2.11)$$

ahol $|g_M(x, y)|$ és $|g_S(x, y)|$ a komplex felszíni amplitúdó, R_M és R_S a szenzor és a $G(x, y)$ pont távolsága, λ a hullámhossz.

A *Slave* kép fedésbe hozása és újramintavételezése után a két kép között számolható az interferogram. Ez a *Master* kép komplex értékének és a *Slave* kép komplex konjugáltjának összeszorozásával történik. Ennek a szorzásnak az eredménye a komplex interferogram:

$$g_M(x, y) \cdot g_S^*(x, y) = |g_M(x, y)| |g_S(x, y)| \exp\{i(\Phi_M - \Phi_S)\}, \quad (2.12)$$

ahol „ \cdot ” jelöli a pontonkénti (képelemenkénti) szorzást.

Két kép között az interferometrikus fázis a következő alakban is felírható:

$$\varphi = \Delta\Psi + \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R + \Delta\alpha + v_{ij}, \quad (2.13)$$

ahol $\Delta\Psi$ a pixel reflektivitás változása, $\frac{4\pi}{\lambda} \Delta R$ a szenzor felszín távolság változása, $\Delta\alpha$ a különböző atmoszféra hatása, v_{ij} az új zaj, és

- ha a felvételi időpontok között kevés változás van: $\Delta\Psi = \Delta\alpha = 0$,
- ha a jel/zaj arány nagy $\Rightarrow v_{ij} \rightarrow 0$ akkor

$$\varphi = \Phi_M - \Phi_S = -\frac{4\pi(R_M - R_S)}{\lambda} = -\frac{4\pi}{\lambda} B_{\parallel}, \quad (2.14)$$

azaz az interferometrikus fázis csak a szenzor-felszín távolság - másnéven a ferde távolság - változásától függ.

$\Delta\Psi \neq 0$ akkor fordul elő, ha

- a nagy időbeli bázisvonal miatt jelentősen megváltozik a felszín reflektivitása (pl. megnő a növényzet);
- a beesési szög túlságosan megváltozik, így az egyedi szórópontok által visszavert hullámok szuperpozíciója közötti különbség 2π -nél, vagyis egy egész ciklusnál nagyobbá vált.

$\Delta\alpha = 0$ abban az esetben fordul elő, ha a két képet egyidejűleg készítik

Amikor a ferde távolság (R) sokkal nagyobb, mint a bázisvonal (B), feltételezhetjük, hogy a két sugárút megközelítően párhuzamos. Ekkor a *párhuzamos-sugár* közelítést (Zebker and Goldstein, 1986) használva, a ferde távolság különbség közelítőleg a következő lesz:

$$B_{\parallel} = B\sin(\theta - \alpha) . \quad (2.15)$$

A pálya pontatlanság és a 2π fázis bizonytalanság miatt azonban nem lehetséges B_{\parallel} -t közvetlenül a geometriából meghatározni. Azonban a B_{\parallel} változása és a θ változása közötti kapcsolat felírható:

$$\partial B_{\parallel} = B\cos(\theta^0 - \alpha)\partial\theta , \quad (2.16)$$

ahol θ^0 a referencia felszínből meghatározott kezdőérték.

Pontosan ismerve a referencia felszín feletti műhold magasságot és a terepi felbontást a $G(x,y)$ pontban összefüggés található az oldalra nézési szög (θ) változása és a magasság ∂H változása között. Végül a pixel referencia felszín feletti magassága és a fázis változása megadható a következő képpen (Hanssen, 2001, p37):

$$h = \frac{\lambda R_{MG}\sin(\theta_G^0)}{4\pi\pi_G^0} \partial\varphi_G , \quad (2.17)$$

ahol $B_G^0 = B\cos(\theta_G^0 - \alpha)$, R_{MG} a G pixel ferde távolsága a *Master* képen, B a bázisvonal és θ_G^0 a tetszőleges referencia felszínhez tartozó kezdőérték.

A fenti egyenlet alapján a φ_G abszolút interferometrikus fázis és a felszíni h magasság között az alábbi kapcsolat van:

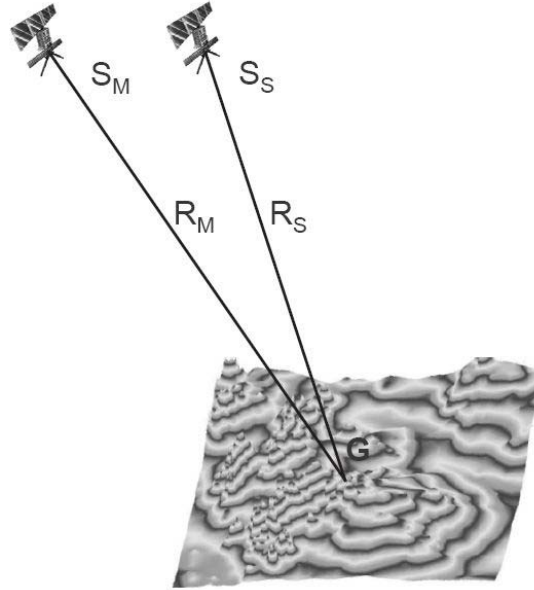
$$\varphi_G = \frac{4\pi h B_G^0}{\lambda R_{MG}\sin(\theta_G^0)} . \quad (2.18)$$

A tetszőleges referencia felszín feletti új magasság meghatározásához egy rekurzív sémát használnak. A magasság többértelműségét kapjuk meg, amikor helyére írunk, ekkor azt a lineáris intervallumot kapjuk, ami fázis elcsúszásnak felel meg:

$$h_{2\pi} = \left| \frac{\lambda R_{MG} \sin(\theta_G^0)}{2B_G^0} \right|. \quad (2.19)$$

A mért interferometrikus fázis a referencia felszínhez tartozó várható referencia fázis valamint a domborzat és a deformáció által okozott fázisváltozás összege. A referencia felszínhez tartozó referencia fázist gyakran *lapos Föld mintának* nevezik:

$$\varphi_{R_G} = \frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\theta_G^0 - \alpha). \quad (2.20)$$



2.12 ábra: A domborzat hatása az interferogramra (perspektivikus nézet)

A végső interferogram így tartalmazza mind a relatív felszíni magasságok, mind a deformáció műhold irányú komponensét (Rocca et al., 2002; Hanssen, 2001):

$$\varphi_G = \frac{4\pi}{\lambda} \left(B \sin(\theta_G^0 - \alpha) - D_G - \frac{h B_G^0}{R_{MG} \sin(\theta_G^0)} \right). \quad (2.21)$$

Ha a felszín sík, a kapott *fringe* mintázat nagyon egységes. Amikor azonban a domborzat miatt a $G(x,y)$ pont range, azimut és függőleges irányban mozog, a fázis változás szétrombolja az egységes *fringe* mintát (sematikusan a 2.12 ábrán látható). Az interferometrikus *fringe*-ek nem jelenítik meg közvetlenül a felszín magasságát. Ahhoz először meg kell találni az egész fázisok pontos számát és a magasság többértelműséggel beszélni őket. Ezt a folyamatot fázis kibontásnak nevezik. A különböző fázis kibontó eljárások és algoritmusok tanulmányozhatók például Zebker et al. (1986), Goldstein et al. (1988), Spagnolini (1995), Ghiglia and Pritt (1998), Loffeld and Kramer (1999), Stamaglia et al. (1999), Schwäblich et al. (2002) tanulmányaiban.

Az interferogram ezenfelül tartalmazza még az atmoszféra heterogenitás és a dekorrelációs források okozta fázisváltozást is. Ezen hatásokat a 2.6-2.8 fejezetben ismertetem.

Az interferogram fázisa tehát az alábbi komponensekből áll össze: a *referencia* felszín, a domborzat (*topográfia*), a felszínen történt elmozdulás (*deformáció*, pontosabban annak műhold-irányú komponense), az *atmoszféra* (páratartalom, hőmérséklet, nyomás) hozzájárulása, illetve a zaj:

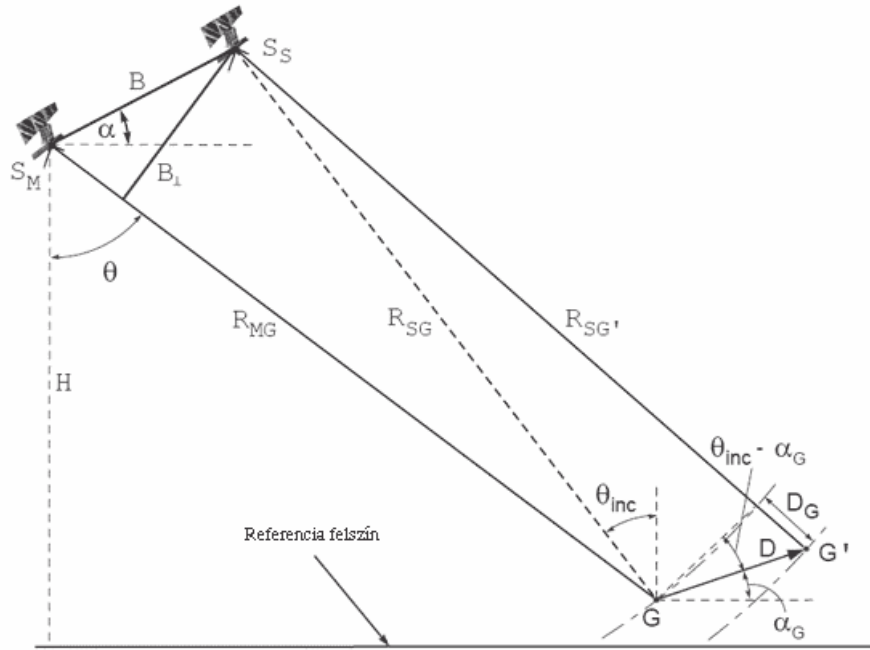
$$\varphi = \varphi_{ref} + \varphi_{topo} + \varphi_{defo} + \varphi_{atmo} + \varphi_{zaj} \cdot \quad (2.22)$$

2.4 Differenciális interferometria (DInSAR)

A természetes és/vagy ember által okozott felszínmozgásnak közvetlen hatása van az interferogramon a helyi fázis elcsúszására, így a deformáció észlelhető. A felszín elmozdulás mértékét a hullámhossz töredékeként közvetlenül lehet becsülni. A deformáció kimutatásának akkor ideális a feltétele, ha a műholdak azonos helyen vannak a felvételek készítése során, ekkor csak a deformáció okozta fázis elcsúszás jelenik meg az interferogramon. Sajnos nagyon nehéz ilyen körülményeket biztosítani, és a nullától különböző merőleges bázisvonal ($B \neq 0$) további *fringe*-eket okoz. Ha azonban a domborzat hatását kiküszöböljük, akkor az úgynevezett differenciális interferogramot kapjuk, amelyen már csak a felszín deformációja (és a lehetséges dekorrelációs források hatása) látszik.

Számos módon lehet differenciális interferogramot készíteni, de minden módszerben közös, hogy két interferogramot készítenek: az egyik tartalmazza a felszínváltozást és a domborzat hatását, a másik csak a domborzat hatását. A csak a topográfiát tartalmazó interferogram számítható hagyományos domborzat modellből (2 utas differenciális interferometria) vagy független, deformációt nem tartalmazó kép-pár felhasználásával (három (ha van közös kép) vagy négy utas differenciális interferometria). A topográfiai interferogrammal kivonjuk a domborzat hatását a deformációs hatást is tartalmazó interferogramból. Franceschetti and Lanari (1999, p219) kimutatta, hogy egy adott (vagy generált) 30m pontosságú DEM és az ERS-1 műhold esetében, ha a bázisvonal merőleges komponense $B = 100$ m esetén az elmozdulás meghatározás pontossága 1cm.

A 2.13 ábra a két-utas differenciális interferometria elrendezésének keresztmetszetét mutatja. D jelöli a G pont elmozdulását a két felvételezési időpont között. A második átvonulás ferde távolságát R'_{SG} jelöli, míg R_{SG} az elmozdulás nélküli ferde távolságot jelöli.



2.13 ábra: A két-utas DInSAR elrendezés keresztmetszete

Az interferometrikus fázis a következő képpen adható meg:

$$\varphi_G = \frac{4\pi}{\lambda} (R'_{SG} - R_{MG}). \quad (2.23)$$

Átrendezve az egyenletet, elkülöníthető a domborzat és a felszín elmozdulásának hatása a ferde távolság változására (Franceschetti and Lanari, 1999, p219):

$$\frac{\varphi_G \lambda}{4\pi} = (R'_{SG} - R_{SG}) + (R_{SG} - R_{MG}) = D_G + h. \quad (2.24)$$

Amikor a bázisvonal $B=0$ (azonos helyzetből történt mindkét felvételezés) a domborzat hozzájárulása nulla, és az interferometrikus fázis csak az elmozdulás taghoz (D_G) kapcsolódik.

A hullámtanilag távoli tér közelítés használata esetén feltételezhető, hogy a két ferde távolság irányvektora párhuzamos. Ekkor a α_G irányú D elmozdulás vektor a következő ferde távolság változást okozza:

$$D_G = |D| \sin(\theta_{beesési} - \alpha_G). \quad (2.25)$$

A gyakorlatban ilyen helyzet a műholdnavigáció problémái miatt nehezen érhető el, így általában el kell távolítani a domborzati hatását. Amikor tehát a deformáció kimutatása a cél, a domborzati hatás mértékének csökkentése érdekében célszerű a lehető legkisebb merőleges bázisvonal ($B \rightarrow 0$) használata.

2.5 Interferometrikus fázis statisztika

2.5.1 Koherencia

Két komplex SAR kép (g_M és g_S) közötti γ komplex koherencia (komplex korrelációs koefficiens) meghatározása a következő (Lee et al., 1994; Bamler and Just, 1993):

$$\gamma = \frac{E\{g_M g_S\}}{\sqrt{E\{|g_M|^2\}E\{|g_S|^2\}}}, \quad (2.26)$$

ahol $E\{\}$ a valószínűség operátor.

A koherencia két megfelelő jel fázisinformációjának korrelációját méri. Ez az érték az interferogram minden egyes pixeléhez hozzárendelhető, az így kapott képet szokás koherencia térképnek is nevezni.

2.5.2 A többszörös ránézésű (*multilook*) fáziskülönbség eloszlás

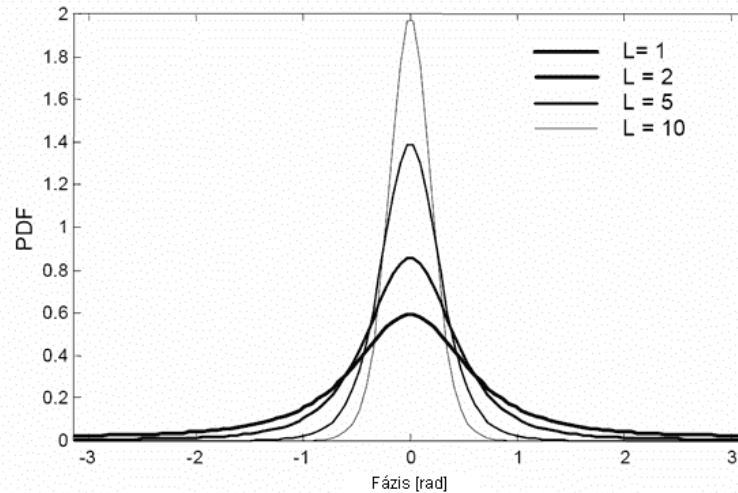
Ameddig két radar kép g_M és g_S között van valamekkora korreláció, az interferogram fázisának valószínűség sűrűség függvénye (PDF) nem szükségszerűen egyenletes. Tough et al. (1995) és Oliver and Quegan (1998, p334) szerint a φ fáziskülönbség határ valószínűség sűrűség függvénye megadható, mint:

$$PDF(\varphi, L, \varphi_0) = \frac{(1-|\gamma|^2)^L}{2\pi} \left\{ \frac{\Gamma(2L-1)}{[\Gamma(L)]^2 2^{2(L-1)}} \times \left[\frac{(2L-1)\bar{\omega}}{(1-\bar{\omega}^2)^{L+0.5}} \left(\frac{\pi}{2} + \arcsin \bar{\omega} \right) + \frac{1}{(1+\bar{\omega}^2)^L} \right] \right. \\ \left. + \left(\frac{1}{2(L-1)} \times \sum_{r=0}^{L-2} \frac{\Gamma(L-0.5)}{\Gamma(L-0.5-r)} \frac{\Gamma(L-1-r)}{\Gamma(L-1)} \frac{1+(2r+1)\bar{\omega}^2}{(1-\bar{\omega}^2)^{r+2}} \right) \right\} \quad (2.27)$$

ahol φ_0 az interferogram várható értéke ($\varphi_0 = 0$), L a független leképzések (ránézések) száma,

$$\text{és } \bar{\omega}^2 = |\gamma| \cos(\varphi - \varphi_0). \quad (2.28)$$

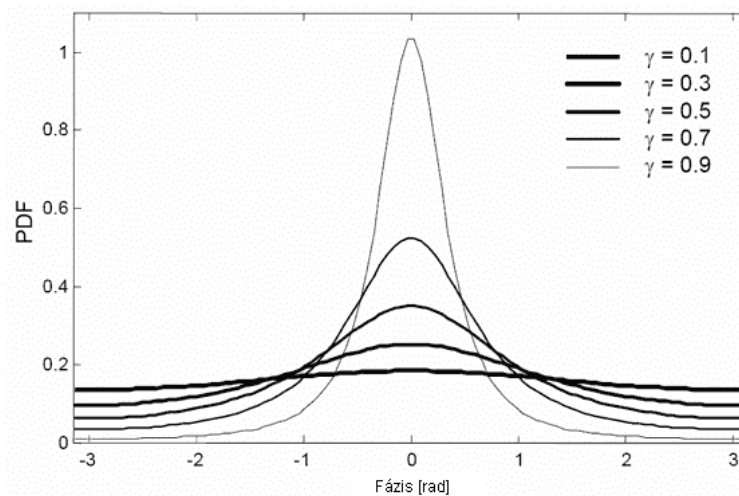
A gamma függvény definíciója a következő: $\Gamma = (L-1)!$, ahol a „!” a szokásos módon a faktoriális jelölése.



2.14 ábra: A különböző többszörös ránézéshez tartozó valószínűség sűrűség függvény a következő beállítások mellett ($\gamma = 0.75$ $\varphi_0 = 0$)

Ha $L = 1$, a szumma nem tartalmaz tagot és az eloszlás egyszeres leképzésre redukálódik. A PDF értéke csak a leképezések számától és a komplex korrelációs koefficiensstől függ.

A 2.14 ábrán látható, hogy a többszörös ránézés (*multilook*) növeli a valószínűség eloszlás sűrűség értékét. Ezzel a fázis statisztika javítható, ám csak a térbeli felbontás terhére.



2.15 ábra: A különböző koherenciához tartozó valószínűség sűrűség függvény ($L = 1$)

A 2.15 ábrán az állandó ránézés mellett a különböző koherencia értékhez tartozó PDF függvény látható. Ahogy a 2.15 ábrán látható, hogy a nagyobb koherencia növeli a PDF értékét. Ezért a koherencia jelentősen befolyásolja az interferometria pontosságát és a megbízhatóságát. Az alacsony koherencia a domborzathoz vagy a deformációhoz köthető fázisváltozásokat úgy befolyásolhatja, hogy a korrekt minőségi és mennyiségi értelmezést lehetetlenné teszi.

2.6 A dekorreláció forrásai

Az interferometrikus fázist az alábbi dekorrelációs hatások befolyásolhatják: (i) termális dekorreláció, (ii) temporális dekorreláció, (iii) geometriai dekorreláció, (iv) Doppler centroid dekorreláció, (v) feldolgozás okozta dekorreláció (Hanssen, 2001, p98; Ferretti et al., 2001, 1999a).

Amikor a fenti hatásokat együtt vizsgáljuk, azok összeszorzódnak, így a teljes dekorrelációs érték (γ_{teljes}) a következőképpen becsülhető (Zebker and Villasenor, 1992):

$$\gamma_{teljes} = \gamma_{termális} \cdot \gamma_{temporális} \cdot \gamma_{geometriai} \cdot \gamma_{FDC} \cdot \gamma_{proc} \cdot \quad (2.29)$$

A következőkben az egyes tagokat részletezem.

2.6.1 Termális dekorreláció

A termális zaj $\gamma_{termális}$ hatása az interferometrikus fázisra a szenzor jel/zaj arányával fejezhető ki (Bamler and Just, 1993; Zebker and Villasenor, 1992):

$$\gamma_{teljes} = \frac{1}{1 + SNR^{-1}}, \quad (2.30)$$

ahol a jel/zaj arány definíciója $SNR = \frac{P_S}{P_N}$, P_S és P_N pedig a jel és a zaj teljesítménye.

Hanssen (2001. p101) szerint az ERS-1/2 műhold jel/zaj aránya 11,7 [dB], főként a radar rendszer terve és a szórópontok elhelyezkedése befolyásolja.

2.6.2 Temporális dekorreláció

A temporális dekorreláció ($\gamma_{temporális}$) az ismétlődő átvonulási interferometria esetén alakul ki, és a radar interferometria alkalmazásának egyik jelentős korlátja. A temporális dekorreláció a két felvételezési időpont között bekövetkezett összes fizikai felszín változás függvénye, magába foglalja a talaj nedvesség, a felszín érdesség és a növényzet változását. Az analitikus modellezés és a számszerű becslés a lehetséges befolyásoló tényezők széles skálája miatt majdnem lehetetlen. Az emberi tevékenység okozta környezeti változás jó példa lehet a temporális dekorrelációra. Kiszámíthatatlan és egyedi mivolta miatt a hatását nem lehet mennyiségileg modellezni.

2.6.3 Geometriai dekorreláció

Zebker és Villasenor (1992) az oldalra nézési szögek θ_M és θ_S közötti fázis eltolás eredményeként adta meg a geometriai (térbeli) bázisvonal dekorrelációs függvényét .

$$\gamma_{\text{geometriai}} = 1 - \frac{|B|R_g \cos^2 \theta}{\lambda R}, \quad (2.31)$$

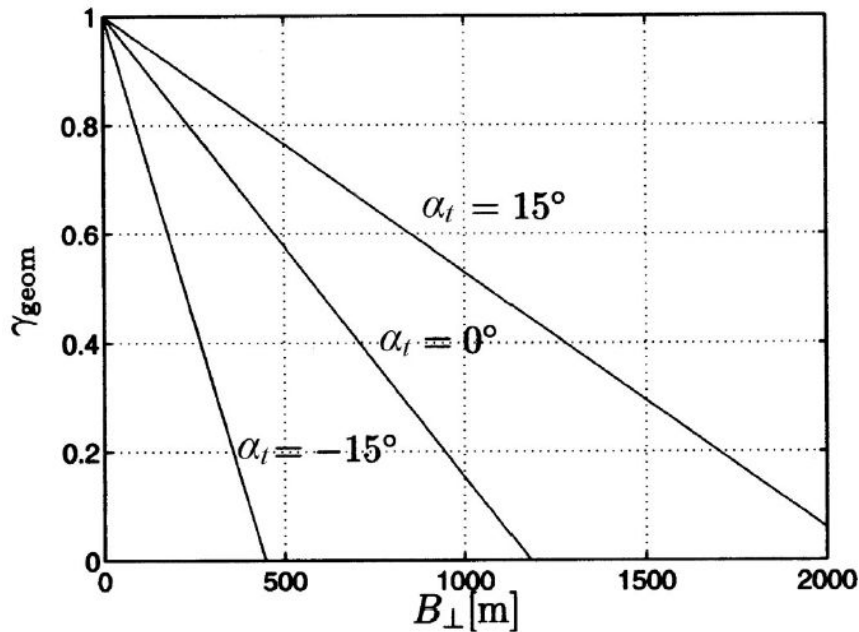
ahol θ az átlagos oldalra nézési szög, λ a hullámhossz, B a bázisvonal horizontális komponense, R_g a range irányú felszíni felbontás, R a ferde távolság.

Lee és Liu (1999) módosította a fenti egyenlet:

$$\gamma_{\text{geometriai}} = 1 - \frac{cB}{\lambda R B_w} |\cot(\theta_0 - \alpha_t)|, \quad (2.32)$$

ahol c a fénysebesség, B a merőleges bázisvonal, θ_0 a névleges oldalra nézés (23° az ERS-1/2 esetén), B_w a kisugárzott jel frekvencia sáv szélesség, α_t a lokális felszíni meredekség.

A 2.16 ábrán a geometriai dekorreláció mértéke látható ERS-1/2 műholdak esetén a merőleges bázisvonal (B) és a felszín meredekség (α_t) függvényében. Az ábrán látható, hogy a merőleges bázisvonal növekedése a fázis dekorrelációjához és alacsonyabb koherenciához vezet.



2.16 ábra: ERS-1/2 geometriai dekorrelációja (Hanssen, 2001)

Ha a merőleges bázisvonal növekedése elér egy kritikus hosszát, a koherencia teljesen elvész és nem lehet interferogramot készíteni. Ez a kritikus hossz a következőképpen írható fel:

$$B_{\text{kritikus}} = \frac{\lambda B_w R}{c} \tan(\theta_0 - \alpha_t). \quad (2.33)$$

Az ERS-1/2 műholdak esetén a B_{kritikus} értéke körülbelül 1100 m.

2.6.4 Doppler centroid dekorreláció

A Master és a Slave képek Doppler centroid frekvenciái közötti különbség ($\Delta f_{DC} = f_{DC}^M - f_{DC}^S$) a Doppler Centroid Dekorrelációt (γ_{FDC}) okozza:

$$\gamma_{FDC} = \begin{cases} 1 - \frac{\Delta f_{DC}}{B_A} & \text{ha } |\Delta f_{DC}| \leq B_A \\ 0 & \text{ha } |\Delta f_{DC}| > B_A \end{cases}, \quad (2.34)$$

ahol B_A az azimut irányú sávszélesség.

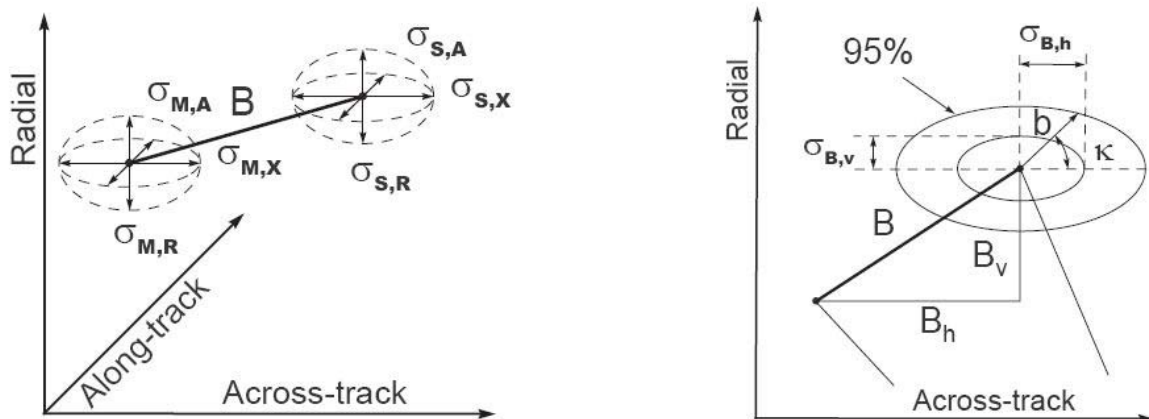
A Doppler Centroid frekvenciák nagy különbsége növeli a fáziszajt. A tapasztalatok azt mutatják, hogy csak $|\Delta f_{DC}| < 500 \text{ Hz}$ esetén működik az interferometria.

2.6.5 Feldolgozás okozta dekorreláció

Az interferogram készítése során a két kép pontatlan egymáshoz rendelése (geometriai fedésbe hozása) újabb zaj forrása, amit a feldolgozás közbeni dekorrelációnak nevezünk. Just és Bamler (1994) állítja, hogy ha az összeregisztálás pontossága jobb, mint 1/8 pixel, akkor a dekorreláció mértéke már elhanyagolható. Azonban Hanssen és Bamler (1999) kimutatta, hogy az interpolációs kernel további lehetséges dekorreláció forrása lehet.

2.7 Pálya menti hiba

Az interferometrikus bázisvonal meghatározásához és az interferometrikus eredmények georeferálásához a műholdpálya adatok ismerete szükséges. Minden pálya menti hiba közvetlenül jelenik meg az előállított DEM vagy deformáció térkép hibájaként.



2.17 ábra: a) A két pályához tartozó hibaellipszisek (baloldalon); b) A radiális és a pályára merőleges hibák hatása a bázisvonal vertikális (B_V) és horizontális (B_H) komponensére (jobbaldalon). (Hanssen, 2001)

A helyvektor felbontható 3, nevezetesen radiális (σ_R), pálya menti (σ_A) és pályára merőleges (σ_X) komponensre (2.17.a ábra).

Hanssen (2001, p121) szerint a pálya menti hibát (σ_A) általában megfelelően korigálja a Master és Slave kép összeregisztrálása és elhanyagolható befolyása van az interferometrikus fázisra. A probléma így két dimenziós lett: csak a radiális és a pályára merőleges komponens hatására kialakuló fázishibákra lehet koncentrálni.

Feltételezve, hogy a Master és a Slave pályák közötti hibák nem korrelálnak, a radiális (σ_R) és a pályára merőleges (σ_X) hibák az alábbi módon hatnak a bázisvonalra:

$$\sigma_{B,h} = \sqrt{\sigma_{M,X}^2 + \sigma_{S,X}^2}, \quad (2.35)$$

$$\sigma_{B,v} = \sqrt{\sigma_{M,R}^2 + \sigma_{S,R}^2}. \quad (2.36)$$

A konfidencia intervallumot 95%-osra növelve, a b bázisvonal hiba belül marad a hiba ellipszoidon (2.17.b ábra). A b vektor iránya ismeretlen, ezért az interferometrikus fázisra bármilyen hatással lehet. A b pálya menti hiba reziduál referencia fázis trendet okoz, amelynek akkor a legnagyobb a hatása, ha b iránya közel 0 vagy π , amikor azonban b iránya $\pm \frac{\pi}{2}$, a hatása majdnem elhanyagolható.

2.8 Atmoszféra heterogenitás

Nagyon valószínű, hogy az atmoszféra állapota nem azonos a különböző időpontokban készült felvételek esetén. Így a szenzor és felszín között mért sugárút megváltozhat a különböző troposzféra- és az ionoszféra zavarok által okozott időcsúszások miatt. Minden atmoszféra heterogenitás fázis-torzításként jelenik meg az interferogramon, így az eredmények megbízhatóságát korlátozza. Hanssen és Feijt (1996) egy troposzféra modellel értékelte az atmoszférikus hatást. Megbecsülték a három nagy légköri paraméter (légnomás, légnedvesség, hőmérséklet) interferometrikus fázisra gyakorolt hatásának nagyságát.

Zebker et al. (1997) szerint a légköri vízgőz idő és térbeli változása befolyásolja az ismétlődő átvonulási interferometria vizsgálatokat. A nyomás és a hőmérséklet változásai nem okoznak jelentős torzulásokat. Zebker et al. (1997) állítja, hogy a száraz területeknek kevesebb ingadozása van, mint a nedves területeknek.

Az éjjeli felvételezés csökkentheti az atmoszféra hatását a statisztikusan stabilabb éjszakai légkör miatt (Massonet és Feigl, 1998), azonban az újabb vizsgálatokban az

ENVISAT/MERIS-IWV szenzorának vízgőz térképező képességével kalibrálják az atmoszférikus hatást (Holley, 2005).

A meteorológiai léggömbök és a felszíni adatok értékes információforrások, hogy megbecsüljük és eltávolítsuk a troposféra hatását (Hopfield, 1971), de nagyon gyakran nem áll megfelelő adat rendelkezésre a kutatási területre. Bonforte et al. (2001), Ge et al. (2000), Williams et al. (1998) földi meteorológiai adatok és GPS mérések segítségével megbecsülte a troposzférikus hatást és kalibrálta a radar interferogramot.

Az ionoszféra hatását nagyon nehéz eltávolítani a radar észlelésről. A GPS technika az ionoszféra diszperz tulajdonságát kihasználva, a fázismérést két különböző frekvencián hajtja végre, így az ionoszférikus hatás nagyrészt ki tudja küszöbölni. Ez a megközelítés egyidejűleg két különböző frekvencián észlelt radarképet kívánna, azonban ilyen radar rendszer nem létezik. Gray et al. (2000) szerint azonban az ionoszférikus zavarok azimut irányú eltolást okoznak az interferogramon, amely a C-sáv hullámhosszán kilométeres skálájú azimut elcsúszás modulációt eredményez. Ezért feltételezhető, hogy az ionoszférikus hatás nincs jelentős befolyással az egyedi radar képekre

Figyelembe véve, hogy a radar interferometria nagyon érzékeny a légköri állapotok változására, ezért lehetséges meteorológiai vizsgálatokra használni. Hanssen et al. (1999) bemutatta, hogy ha domborzat és a deformáció hatása ismert, az interferometrikus késés mérése nagy felbontású integrált légköri vízgőz térképezésre alkalmas.

3. A deformáció monitorozás InSAR alkalmazásai

A hagyományos felszín deformáció követő technikákat két csoportra lehet osztani: geodéziai és geotechnikai (Ding et al., 1998; Thompson et al., 1993).

A geodéziai technika a felmérő eszközök, mint a szintező, teodolit, total station, GPS vevő és mérőkamera használatával végzi az adatgyűjtést. A felszíni deformáció méréséhez szintező vonalakat vagy ponthálót alkalmaznak. Jelenleg a nagy pontosságú eszközök képesek a stabil referencia pontokhoz képest a célterület mindhárom térbeli koordinátájának (x,y,z) a meghatározására. A célterület mozgása legalább két különböző észlelési időszak koordinátáinak különbségéből határozható meg. A geodéziai technika a felszín abszolút helyzetét és a relatív változásait a referencia pont(ok)hoz képest adhatja meg.

A geotechnikai monitor általában nagyon nagy pontossággal viszonylag kis területen műszerhasználat nélkül méri a deformációt vagy az elmozdulást. A kis méretű deformációk felmérésében általánosan használt eszközök a (i) extensométer, (ii) inclinométer, piezométer, (iii) törés mérő (*crack meter*) és (iv) mikroszeizmikus geofon közvetlenül a deformálódó testre vannak helyezve (Ding et al., 1998, Logan et al., 1993).

A geodéziai és a geotechnikai monitorozó rendszereket általában ott valósítják meg, ahol a deformáció valószínűsége nagyon nagy. Ezen rendszerek fő előnye a nagy mérési pontosság, míg fő hátrányuk a bonyolult műszerezettség, a kevés észlelt pont, gyenge térbeli lefedettség és a magas költség.

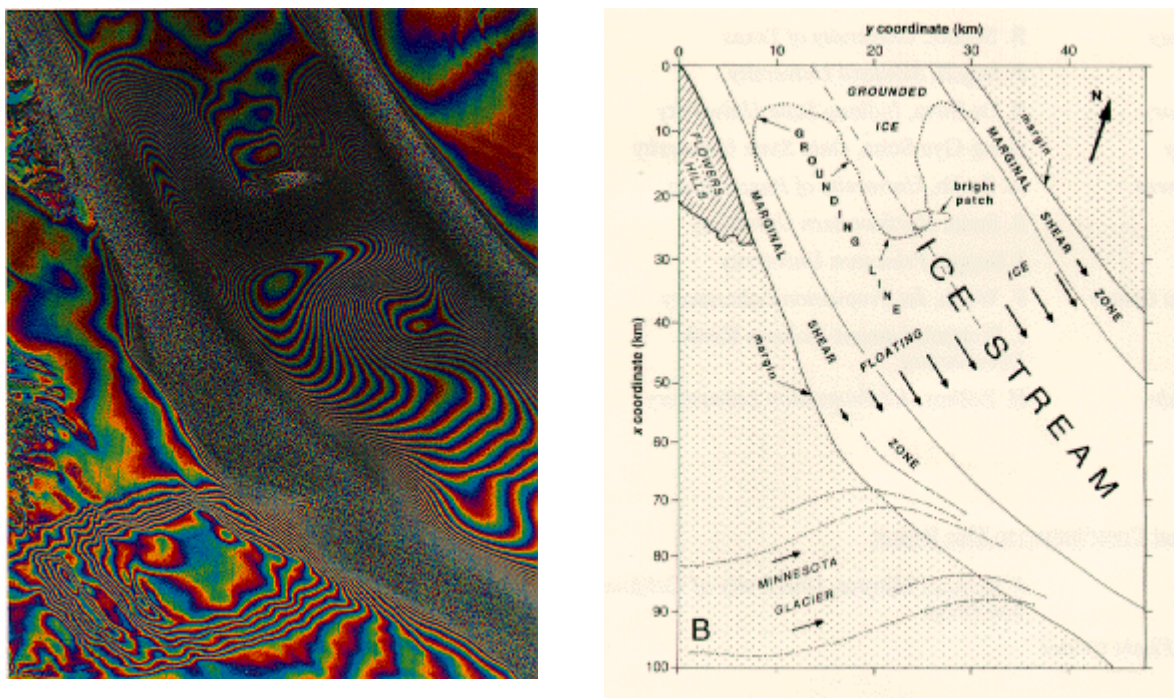
Az InSAR technikát eredetileg katonai célokra fejlesztették ki, azonban manapság már elérhető és széles körben használják polgári alkalmazásokban is (Capes, 1999; Ehrismann et al., 1999). A késő 80-as évektől számos radar interferometriai alkalmazást fejlesztettek ki, mint a nagy pontosságú DEM készítése (Zebker and Goldstein, 1986), a talaj mozgás kimutatása mezőgazdasági területeken (Gabriel et al., 1989), és a Föld kéreg deformációinak mm/év pontosságú monitorozása (Strozzi et al., 2000).

A következőkben áttekintjük a főbb InSAR alkalmazásokat

3.1 Gleccser és jégmozgás

A műholdas radar interferometria a megközelíthetetlen területeken (pl. Antarktisz) kívül is hasznos eszköz a gleccser és jég mozgásának mérésére. Goldstein et al. (1993) korai tanulmánya szerint a gleccser mozgása és a tengeri jég dinamikája tanulmányozható radar interferometria használatával. Madsen et al. (1999) állítja, hogy ezek a vizsgálatok nagyon fontosak a gleccser által szállított jég tömegének és a gleccser térfogatának megállapításhoz

(3.1 ábra). Azonban a felvételezés ismétlési időköze (amely 35 nap az ERS 1/2 műhold esetén) az interferometria alkalmazhatóságának legnagyobb korlátja nagy gleccser sebesség esetén. A radar interferometria gleccser és jégmozgás mérés alkalmazás további eredményeit Haarpainter et al. (2000), Henderson and Lewis (1998) Rack et al. (1998), Dammert et al. (1997), Mohr and Madsen (1996) és Cumming et al. (1996) mutatja be.



3.1 ábra: A Rutford gleccser: interferogram és interpretáció (Goldstein et al., 1993)

3.2 Vulkán

Massonet et al. (1995) a műholdas radar interferometriát nagyon hatékony módszernek értékelte a vulkán deformáció kimutatásához. Sikeresen mutatta be, hogy az ERS-1 radar felvételek alkalmazhatók a vulkáni kúp felfúvódásának kimutatására, amely rendszerint megelőzi a kitörést. Az Etna esetén további tanulmányok mutatják be az InSAR alkalmasságát a vulkáni kitörés monitorozásra (Sansosti et al., 1998; Lanari et al., 1998). Amelung et al. (2000) a Galapagos szigetek 8 vulkánját tanulmányozta radar interferometriával 1992-1999 között (3.2 ábra). A vizsgálatok eredménye a vulkánok elmozdulás térképe, amely emelkedést mutat évi néhány mm-től akár 90 cm-ig. A vulkáni deformáció megfigyelésének további eredményeit Dzurisin (2003), Mann et al. (2002), Tokunaga and Thuy (2000), Vadon and Massonet (2000), Amelung et al. (1999a),

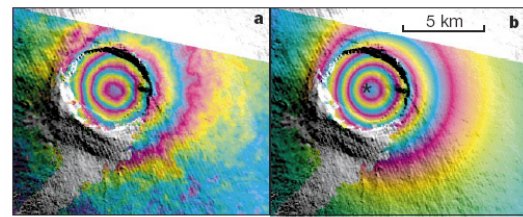
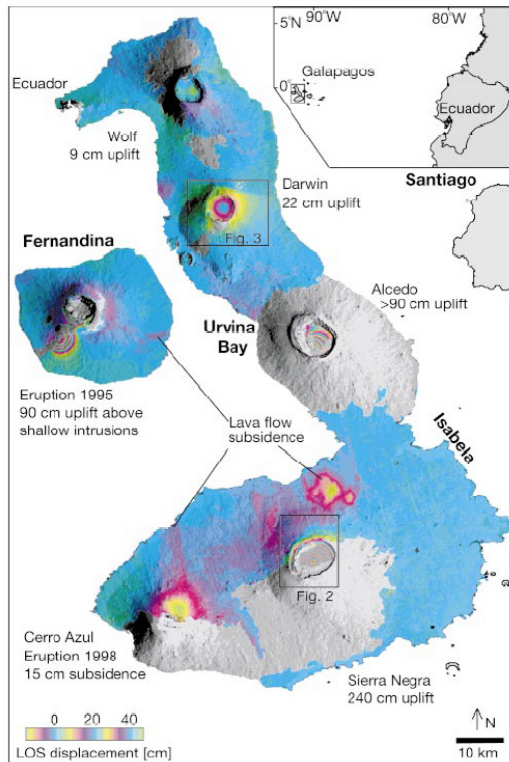


Fig.3

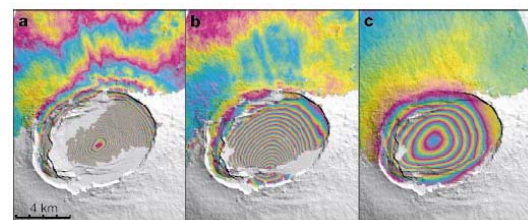


Fig.2

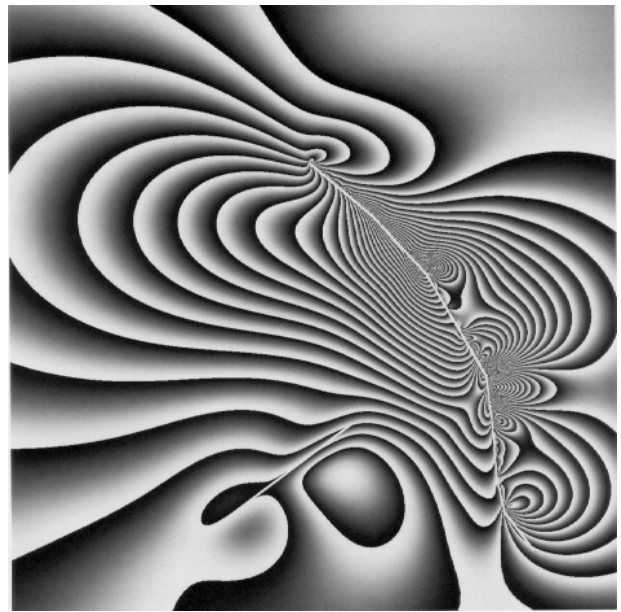
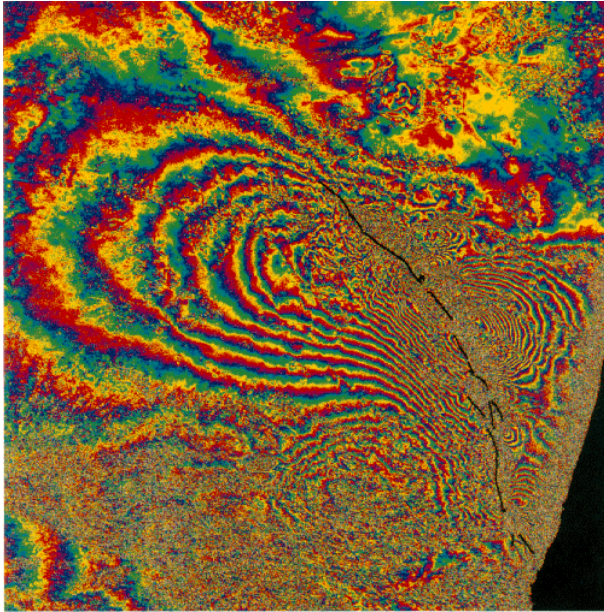
3.2 ábra: Az Isabela és Fernandia sziget (Galapagos) vulkánjainak 5 év alatti felszínmozgása (Amelung et al. 2000)

Kobayashi et al. (1999) és Berardino et al. (1999) mutatja be. Összefoglalva, ezek a tanulmányok megmutatják, hogy radar interferometria használatával kitörés előtti, kitörés közötti és kitörés utáni (*pre-eruptív, co-eruptív és post-eruptív*) vulkán deformáció mérés hajtható végre.

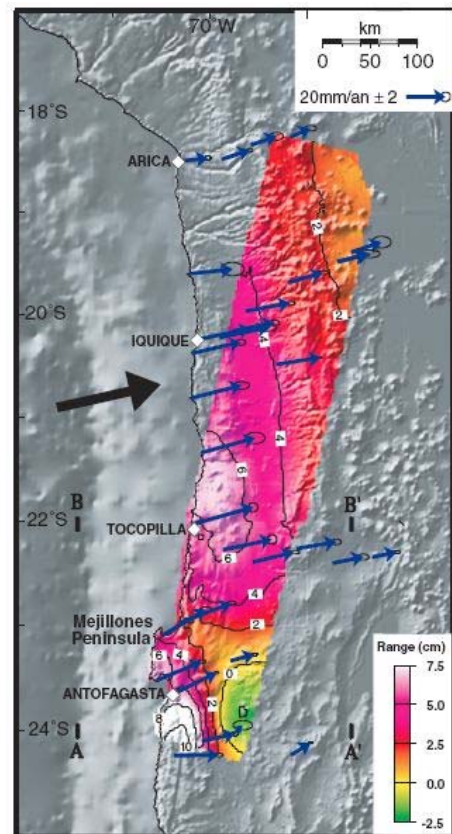
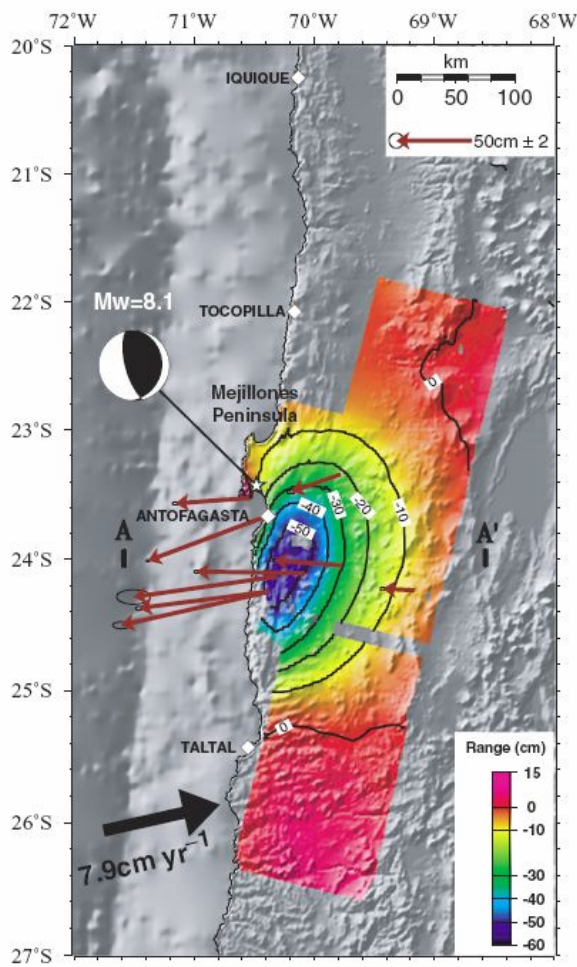
3.3 Földrengés és tektonika

A radar interferometria technika egyik első alkalmazása a földrengés mozgások kimutatására Landersnél (Kalifornia) történt 1992-ben (Massonet et al., 1993). Az észlelt deformációkat InSAR technikával értékelték ki, demonstrálva annak nagy pontosságát a földrengéssel kapcsolatos mozgások követésénél. Ráadásul a kutatók megmutatták az InSAR technika előnyeit a hagyományos geodéziai technikával szemben: a nagyon sűrű térbeli mintavételezést és a magas vertikális pontosságot (3.3 ábra).

A 2003-as Bam-i (Irán, Mw=6.6) földrengést többen is feldolgozták köszönhetően annak, hogy az ESA ingyenesen elérhetővé tette a radar felvételeket. Fielding et al. (2005) kimutatta, hogy a utószeizmikus felszín deformáció egy nagyságrenddel kisebb, mint a földrengést megelőző deformáció.



3.3 ábra: Földrengés (Landers, Kalifornia, 1992) interferogramja és a számított modell (Massonet et al. 1993)



a)

b)

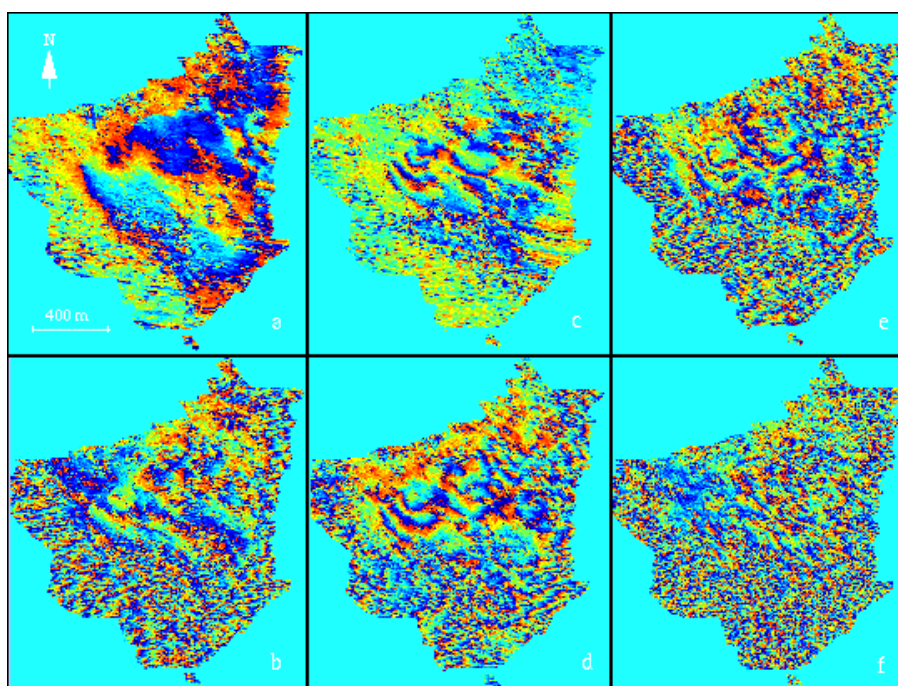
3.4 ábra. Tektonika: az alábukó Nasca lemez magával húzza a kontinentális lemezt (a), majd az Antofagasta-i (Chile, 1995) földrengés után emelkedés kezdődik (b). (Chlieh et al. 2004)

Az 1995-ös Antofagasta-i (Chile, Mw = 8.1) földrengés vizsgálatakor (Chlieh et al. 2004) megállapították, hogy az évi 20-30 mm közeledő és alábukó Nasca lemez hatására süllyedés történt (3.3 ábra), majd az utószeizmikus szakaszban emelkedés kezdődött

További InSAR alkalmazásokat mutat be a földrengés és tektonika vizsgálatában Wright et al. (2004), Amelung and Bell (2003), Chlieh et al. (2002), Zeng and Ohkura (2000), Stramondo et al. (1999) Feigl et al. (1999), de Chabalier et al. (1997).

3.4 Földcsuszamlás

A természetes talajelmozdulás monitorozását radar-interferometria alkalmazásával Fruneau et al. (1996) mutatta be. Ebben a tanulmányban egy kis kiterjedésű (800m *800m) nagy topográfiai változatosságú területet vizsgáltak és megalkották a felszín elmozdulás modelljét. Rott and Siegel (1999) sikeresen alkalmazott műholdas radar-interferometriát az Osztrák Alpokban a veszélyeztetett zónák felderítésére és az elmozduló földtömeg nyomon követésére.



3.5 ábra: Földcsuszamlás monitorozása interferometriával (Fruneau et al., 1996)

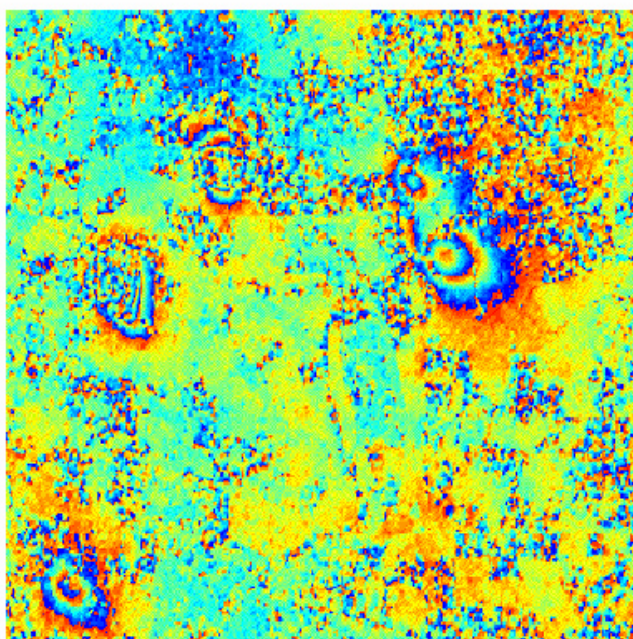
A városi területek süllyedésének InSAR térképezési tanulmányai azt mutatják, hogy a módszer nagy lehetőség arra, hogy kimutassuk, nyomonkövessük és számszerűsítsük a meghatározott időtartam alatt nagy területen lejátszódó apró talaj deformációkat (Berardino et al., 2000, Wegmüller et al., 1999, 1998, Fruneau et al., 1999, Strozzi and Wegmüller, (1999). Refice et al. (2000) azonban azt állítja, hogy a kis kiterjedésű lejtőstabilitás vizsgálatokat erősen korlátozzák a légköri állapotok.

A süllyedés monitorozás InSAR alkalmazás további eredményeit Schmidt and Bürgmann (2003), Nakagawa et al. (2000), Yonezawa and Takeuchi (2000), Amelung et al. (1999b) and Cohen et al. (1998) mutatja be.

3.5 Bányászat okozta süllyedés

A süllyedés és a felszíni építményekre gyakorolt hatása komoly problémát vet fel az épület állomány és más épített szerkezetek (utak, vasutak) fejlesztése és karbantartása területén, ezért a bányászat okozta deformációk elleni védelem mind az ipar, mind a helyi közösség fő érdeke. Az InSAR alkalmazás első kísérletei bizonyították a módszer életképességét a bányászat okozta süllyedés kimutatására, és néhány milliméteres függőleges pontossággal kimérték a deformációt (Stow et al., 1999, Stow and Wright, 1997).

Kimutatták, hogy egyensúlyt kell találni a használható időbeli bázisvonal (interferogram koherenciája csökken, ha nő az időbázis) és a mérhető nagyságú süllyedés kialakulásához szükséges idő között. Azonkívül a mezőgazdasági terület és a felvételezés alatti kedvezőtlen időjárási körülmények jelentősen növelik a fázis zajt és csökkentik a radar interferometria használhatóságát a deformáció vizsgálatokban.



3.6 ábra: Bányászat okozta felszínsüllyedés. A koncentrikus körök megfeleltethetők az aktív bányának (Stow et al, 1999)

Timmen et al. (1996) megállapítja az InSAR alkalmazhatóságát és pontosságát a felszíni deformáció monitorozásra egy uránium bánya területén Thüringiában (Németország). A referencia hálózatot speciális sarokreflektorokból (SR) alakítottak ki és földi geodéziai

technikával mérték be. Ezután a kimutatott SR mozgásokat vizsgálták interferometriával. Bemutatták, hogy az InSAR-ból származó adatokkal kedvező környezeti viszonyok esetén a centiméter alatti pontosság elérhető a felszínmozgás vizsgálatokban. Másfelől Timmen et al. beszámol arról, hogy két mérési kampány között a jelentős változás az időjárásban és a szezonális viszonyokban tönkreteszi a koherenciát és nem lesz eredmény.

Carnec and Delacourt (1999) lassú és lokális süllyedést észlelt Gardanne (Franciaország) mellett, amit a földalatti szénbánya okozott. ERS-1 és ERS-2 radarkép sorozatok feldolgozásával bemutatták, hogy a radar interferometriával ki lehet mutatni a süllyedést. A validáció szintezési adatokkal történt és jól egyezett.

Hasonló tanulmányban mutatta be Wegmüller et al. (2000) hogy a radar interferometria a felszín alatti bányászat okozta süllyedés kimutatására valódi lehetőség. Azonban Wegmüller et al. (2000) rámutatott arra is, hogy az InSAR fő korlátja a temporális dekorreláció, amely nem engedi a felszín deformáció becslését erdős vagy a legtöbb mezőgazdasági területen.

Ge et al. (2001abc) bemutatta, hogy a bányászat okozta felszíni süllyedés monitorozáshoz vagy aktív vetők vagy vulkánok esetén a földkéreg deformációs vizsgálatokhoz, a GPS hálózat sűrűsége nem elégséges. A felszíni deformáció monitorozás javítására megoldásként az integrált GPS és InSAR módszert ajánlják „dupla interpoláció és dupla előrejelzés” (DIDP -Double Interpolation and Double Prediction) néven. A DIDP megközelítés esetén a légköri korrekció és a pontos műholdpálya a GPS mérésekből kapható meg, és belevonható az InSAR feldolgozásba javítva a pontosságot. Az InSAR adatok megadják azt a nagy felbontású térképet, ami a fizikai jelenségek tanulmányozásához szükséges.

3.6 Összegzés

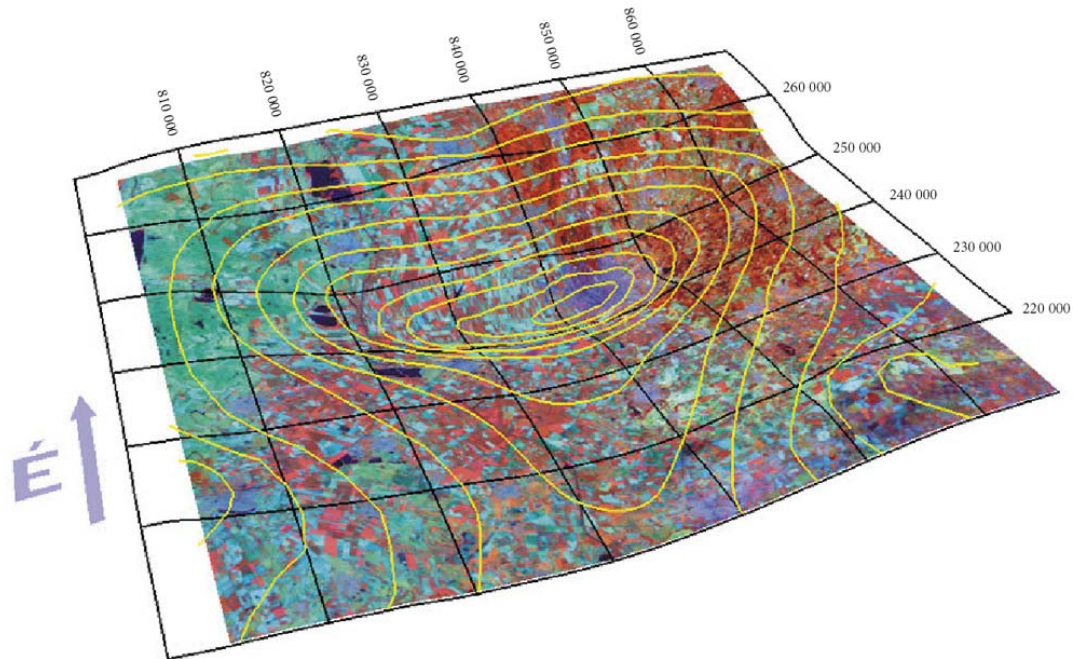
Összefoglalva, sokféle felszíni deformációt lehet az InSAR használatával figyelemmel kísérni. A vízszintes felbontást korlátozza a pixel méret (ERS-1 esetén 20 méter), míg a függőleges felbontás nagyságrendekkel jobb ennél (1 mm).

A két mérés között bekövetkezett szezonális változások temporális dekorrelációt okoznak, ami lerontja a koherenciát. Ezenfelül, amíg a felvétel készítését az időjárási körülmények nem befolyásolják, a különböző időjárási körülmények között készített felvételek használata szintén csökkenti a radar-interferometria felhasználhatóságát a deformáció kimutatásban.

4. Mintaterület és felhasznált adatok

Magyarországon a függőleges mozgásvizsgálat eddig ismételt szintezések alapján készült, melyek közül az első (Bendefy-féle szintezés) 1949-67 között, míg a második (0-ad rendű szintezés) 1975-79 között zajlott. Az átfogott időtartam így 13-27 évnek adódik.

Kézenfekvő a kérdés: az azóta eltelt idő alatt módosult-e a függőleges felszínmozgás?



4.1 ábra: A debreceni süllyedés (20000 szerez magassági torzítással)

4.1 A mintaterület kiválasztása

A kérdés megválaszolására távérzékelési megoldást készítettem, ebből fakadóan az lokális. Magyarorszag területén a függőleges felszínmozgások átlagos értéke 1mm/év, helyenként azonban ennek többszöröse is lehet (Joó, 1998). Vizsgálataimhoz olyan területet kerestem, ahol belátható időn belül kimutathatók a változások és meghatározható ezek tendenciája.

Ennek megfelelően a választás Debrecen környékére esett, mert a sebesség-térkép (Joó, 1995, 1998) ezen a területen 6-7 mm/év mozgást jelez. Ezt a helyi süllyedést (4.1 ábra) vizsgáltam műholdas radar-interferometria használatával.

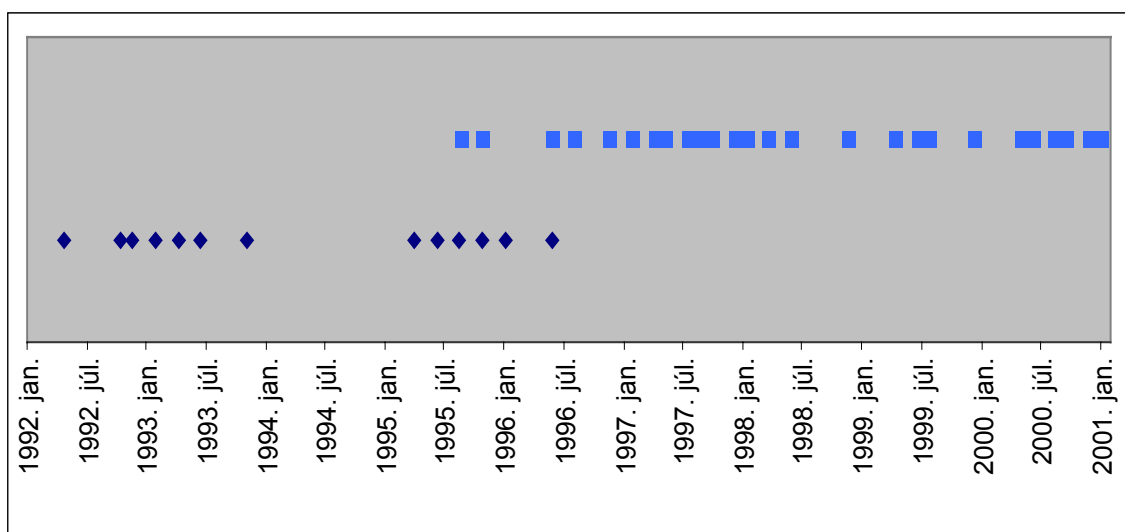
A 4.1 ábrán az 1:500 000 méretarányú sebesség-térképből (Joó, 1995) Debrecen környékére készített felületmodellre optikai úrfelvételt feszítettem, hogy segítsen a megfelelő felvételezési helyzetű úrfelvételek kiválasztásában. A vizsgálathoz az ERS SAR műhold 365.

számú pálya 2655. számú keretét választottam. A felvételek időbeli eloszlását a 4.2 ábra mutatja.

4.2 Az ERS kép-párok kiválasztásának szempontjai

Az ERS felvételeket 2 részletben szereztük be. Az első beszerzés 2004-ben 7 negyed felvétel, köztük kettő tandem. A 2005-ös évben további 32 egész képet szereztünk be.

A rendelkezésre álló ERS-1/2 felvételek időbeli eloszlása a 4.2 ábrán látható. Az 1994 év hiányzó adatai a 168 napos ciklus miatt nem alkalmasak az interferometriára.



4.2. ábra: A rendelkezésre álló ERS-1(◆) és ERS-2 (■) felvételek időbeli eloszlása

A rendelkezésre álló meteorológiai adatok a 2. mellékletben találhatóak. A FÖMI Távérzékelési Központ egy régebbi projektjében adatbázisba szervezte az országos meteorológiai adatokat. Ebből az adatbázisból válogattam le a Debrecen állomás mérési eredményeit. Mint azt a 2.8 fejezetben láttuk, a legfontosabb paraméter a vízgőz. Sajnos 1997 közepe után nem áll rendelkezésre ez az adat. Ezért a későbbiekben csak következtetni lehet a hasonló páráviszonyokra a napsütéses órák száma, a hőmérséklet és az előző napok csapadék viszonyai alapján.

Az ERS képek kiválogatásánál segítségemre volt a DESCW (*Display Earth remote sensing Swath Coverage for Windows*) program (ESA DESCW, 2006) amely az elkészült (és a tervezett) felvételeket tartalmazza. A kiválasztás szempontjai (i) az egyenletes időbeli eloszlás, (ii) a meteorológiai paraméterek hasonlósága, (iii) a merőleges bázisvonal (B) hossza. A időpont kiválasztásánál törekedtem a hasonló vegetációs időszak kiválasztására, ezért a március-április és a szeptember-október hónapok előnyt élveztek. A merőleges bázisvonal hossza azonban többször a májusi időpontokban volt megfelelő.

A 4.1 táblázat a kiválasztott és felhasznált kép-párokat mutatja.

orbit	dátum	_ _ bázisvonal	csapadék	hőmérséklet		napsütés (óra)	vízgőz
				min.	max.		
4017	1992.04.22	10	0	-2	12	11	6,3
9027	1993.04.07		3	4	14	1	8,3
10029	1993.06.06	28	0	12	26	10	10,5
5730	1996.05.25		0	10	22	11	13,0
20393	1995.06.09	13	0	13	22	5	15,9
25403	1996.05.24		0	8	19	9	11,2
25403	1996.05.24	3	0	8	19	9	11,2
10740	1997.05.10		0	8	17	6	2,0
10740	1997.05.10	94	0	8	17	6	2,0
16251	1998.05.30		0	13	28	13	
16251	1998.05.30	35	0	13	28	13	
26772	2000.06.03		0	10	23	14	

4.1 táblázat: A kiválasztott kép-párok

A feldolgozás során a 20393-25403 kép-párt ki kellett zárni, mert a várt süllyedés helyett jórészt emelkedést mutatott. A vízgőz érték eltérése ennél a kép-párnál ~30%.

5. Interferogram készítés és értelmezés

Ebben a fejezetben az interferogram, a differenciális interferogram és a koherencia térkép készítésének lépéseit ismertetem ERS SAR SLC adatok alapján. A radar interferometria megvalósítására különböző szoftverek léteznek, azonban az alapvető technikák és algoritmusok, valamint a felmerülő problémák megegyeznek.

5.1 A felhasznált szoftver és hardver

A feldolgozó szoftver kiválasztása nem volt egyszerű feladat: léteznek ingyenes és fizetős változatok. A nagy kereskedelmi képfeldolgozó szoftver gyártók (pl. ERDAS Imagine) még nem léptek be erre a területre, így mindenképp a megszokottól eltérő „logikájú” szoftvert kap az ember, ráadásul az ingyenes szoftverek Linux alapúak, így csak a forrást lehet letölteni aztán mindenkinek magának kell telepítenie. A fizetős szoftverek hátránya a magas ár, ami jellemzően 30e\$, ezt viszont a jelenlegi pályázati rendszerben nem lehet kigazdálkodni.

Hosszas megfontolás után a Delfti Műszaki Egyetemen fejlesztett Doris v3.17 (*Delft Object-oriented Radar Interferometric Software*) és az általa használt (SNAPHU v1.4.2, GMT v3.4) programokat választottam feldolgozásra, míg az előkészítés és az értelmezés a kereskedelemben kapható programokkal FÖMI TK-ban rendelkezésre álló (ERDAS, ESRI) történt.

A Doris interferometriai programot C++ nyelven moduláris struktúrában írták és a legtöbb Linux vagy Unix környezetben működik. A különböző modulokban az egyes feldolgozási lépések úgy vannak megvalósítva, hogy a legtöbbször többféle algoritmus közül lehet választani. A felhasználó az aktuális interferometriai feladat szükségletei szerint választja ki modulokat és az algoritmusokat. A jelenlegi 3.17 változatú Doris képes az SLC képekből az alap interferometriai eredmények létrehozására (Kampes and Usai, 1999)

Minden program egy Intel Pentium4 gépen futott, amely igény szerint Windows vagy Linux módban volt. A számítógép főbb paraméterei az alábbi 4.1 táblázatban látható.

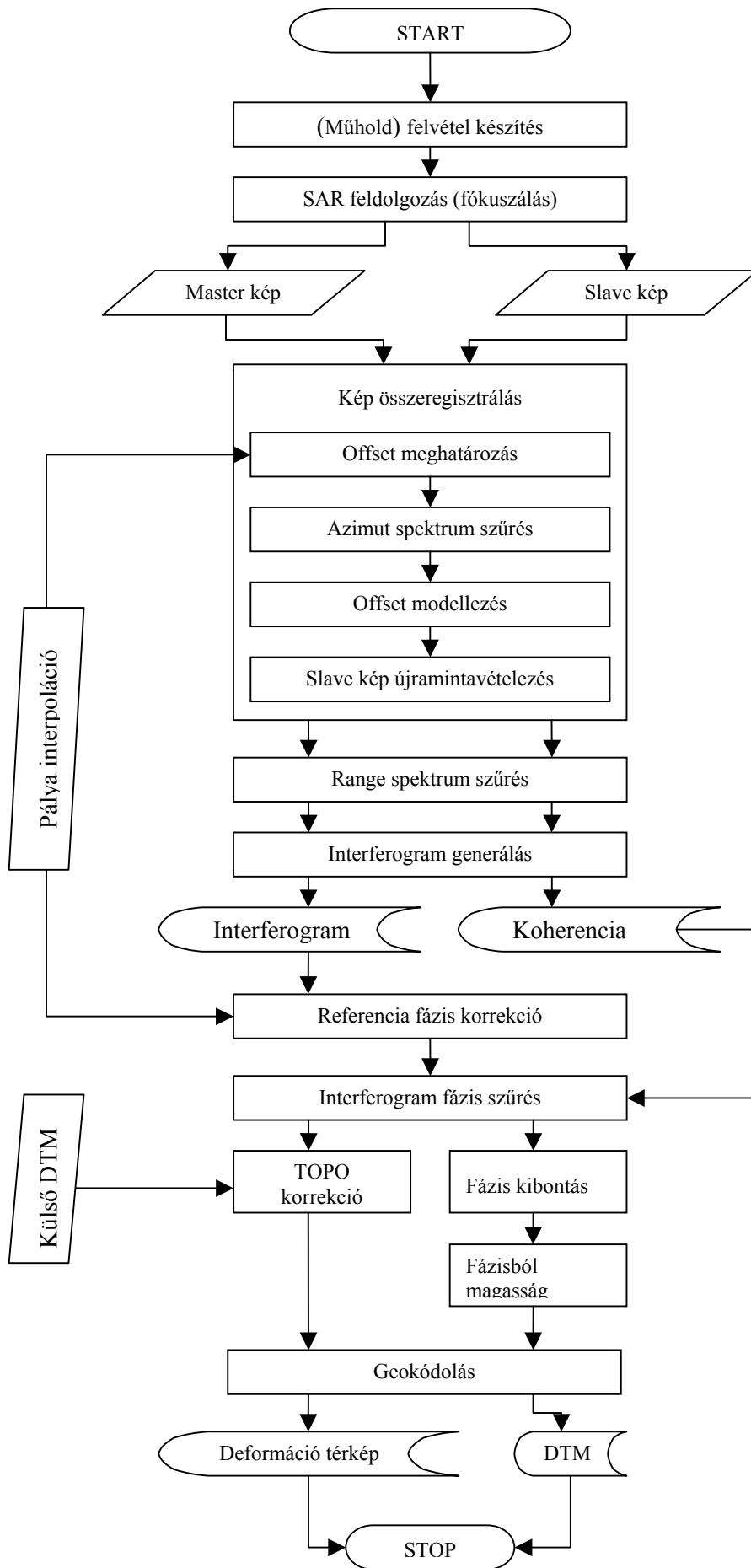
Processzor	2.4 GHz Intel Pentium 4
Alaplap	Intel 850MV2
Memória	RAMBUS, 1024 MB
Merevlemez	100GB+250GB+250GB (Win mód) 60GB (Linux mód)
Videokártya	Martox G450 DualHead
Monitor	HP1925, 19" lcd (1280*1024@75)
Operációs rendszer	Microsoft Windows 2000 SP4 vagy SuSe 10 (Linux)

5.1 táblázat: Hardver specifikáció

5.2 Interferogram készítés

A 5.1 ábra az interferogram készítés teljes folyamatát mutatja. Az összes lépés szerepel rajta, így a kép felvételezés és a SAR fókuszálás is, amely azért általában a felhasználótól függetlenül készül el: a felhasználó a már előfeldolgozott (fókuszált) képet vásárolja meg és használja fel. Az általunk használt ESA ERS 1/2 SLC képek előfeldolgozását az un. PAF-okban (*Processing and Archiving Facility*; UK-PAF, I-PAF) végezték el. Az interferogram készítés az alábbi lépésekre osztható:

- adat előkészítés,
- a radar képek összeregisztrálása,
- interferogram és koherencia generálás,
- a fáziskép szűrése,
- topografikus korrekció és fázis kibontás,
- geokódolás.



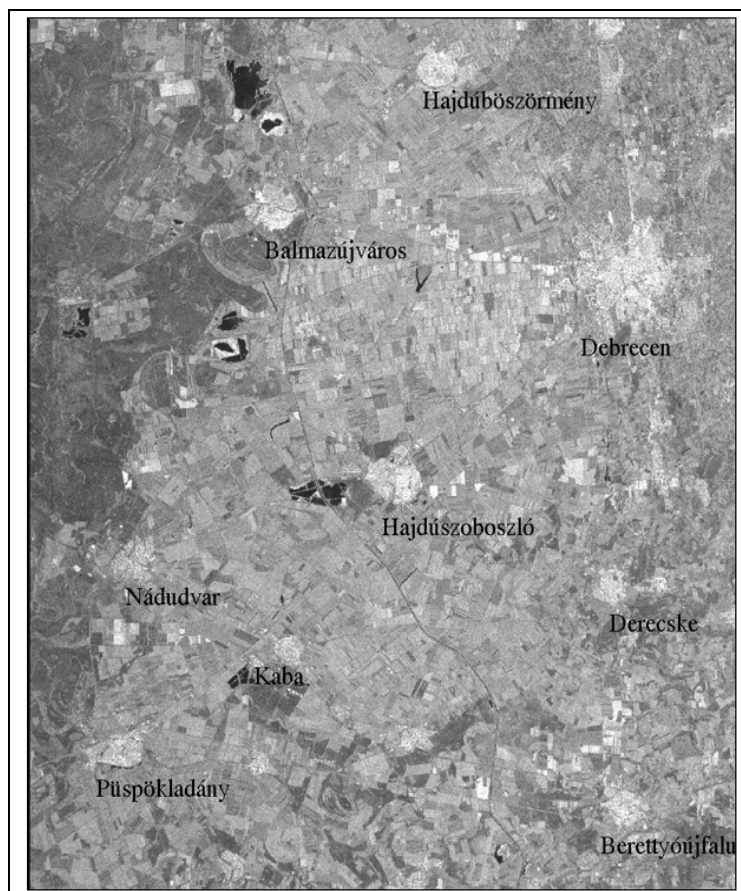
5.1 ábra: Az interferogram készítés folyamata

5.2.1 A felvételek beolvasása

Az interferogram készítés első lépése a két azonos felvételi helyzetű radar kép kiválasztása, az egyik lesz a Master (M, mester) a másik a Slave (S, szolga). Az ERS SAR SLC képek CD-ROM-on érkeznek, és általában nem az egész képet használjuk, hanem csak egy kivágatot.

A kivágat meghatározása ERDAS Imagine használatával történik. Importálás után meghatároztam a terület file-koordinátáit (pixel*pixel), majd a Doris beolvassa a megfelelő képrészletet. A 5.2 ábra a Master kép intenzitás képét mutatja.

Az intenzitás definíciója: $E = |g(x, y)|^2$, ahol $|g(x, y)|$ az amplitúdó kép.



5.2 ábra: Intenzitás kép a debreceni teszterületről

5.2.2 Műhold pálya interpoláció

A precíz műholdpálya meghatározásához a DEOS (*Delft Institute for Earth-Oriented Space Research*) pálya elem adatbázisát és GETORB programját használtam. A felvétel idejének és a kép azimut méretének felhasználásával az adatbázisból kivonható a műholdpálya, majd 4 másodperces közből köbös-spline interpolációt hajtottunk végre. A pontos felvételi idő és a kép mérete a kép header fájlban található. A képhatáron fellépő káros hatások elkerülése

vége a kép kezdete előtt és vége után még 12 másodperces intervallumban folytatjuk az interpolációt.

5.2.3 Kép összerendelés

Az interferogram számítása előtt a két felvétel (master és slave) azonos területeit egymáshoz kell rendelni. Az összerendelést egy geometriai kép-transzformációként lehet meghatározni, aztán a slave képet úgy kell újramintavételezni, hogy minden felszíni pont azonos helyen legyen mindkét képen (Francescetti and Lanari, 1999). A koherens eredmény érdekében az egymáshoz rendelést pixel alatti pontossággal szükséges végrehajtani. A folyamat a következő szakaszokból áll: a képeltolás becslése és az eltolásvektor modellezése.

5.2.3.1 A képeltolás becslése

Amennyiben különböző időpontokban készültek a felvételek, és általában ez a helyzet, akkor a két kép nem fogja pontosan fedni egymást. A felvétel készítés kezdetének különböző időpontja miatt az azimut irányú elcsúszás eléri a néhány száz pixel, a nem párhuzamos műhold pályák miatt a range irányú eltérés pedig a néhány pixel nagyságot. Így az azimut és range irányú képeltolást meg kell becsülnünk, hogy a slave képet megfelelően el tudjuk csúsztatni. A legjobb egyezés érdekében azonban néha forgatni is kell a képet. A két kép közötti eltolás becslésére az alábbi lépéseket hajtjuk végre: (i) durva eltolás meghatározás (ii) durva regisztrálás, (iii) azimut szűrés (iv) finom regisztrálás.

A Mater és Slave képek közötti durva eltolás meghatározása a pontos pálya adatok alapján történik. Ez a durva eltolás leggyorsabb közelítése és kb. 30 pixeles a pontossága. A Master lépen tetszőlegesen választott $G_{A,R}^M$ pont (általában a kép közép) koordinátája a műhold pálya koordináta rendszerben $G(x,y,z)$ meghatározott. Azután iterációs eljárással addig megyünk végig a Slave kép pályája mentén, amíg a Master képen mért Doppler értékkel pontosan egyezőt nem találunk. Ennek a pontnak a koordinátája megadja a $G_{A,R}^S$ pont helyét a Slave képen. A két pont azimut és range koordinátájának különbsége adja az $O_{A,R}^D$ durva eltolást.

$$O^D = G_{A_m, R_m}^M - G_{A_s, R_s}^S, \quad (5.1)$$

ahol A és R a megfelelő azimut és range koordináták.

A durva eltolás meghatározása után a durva regisztrálás következik. Ennek a célja egy olyan eltolás meghatározása az egész képre, amelynek a hibája már csak 1 pixel. Ez a feladat az amplitúdó képeken egyenletesen elhelyezkedő pontokban a kereszt-korrelációs technika

(Gabriel and Goldstein, 1988) alkalmazásával hajtható végre. A folyamat során az adott ponthoz különböző eltolásokat határozunk meg az előző lépésben meghatározott kezdeti durva eltolás alapján, majd minden pontban minden eltolás esetére kiszámoljuk a korrelációkat. Az adott ponthoz tartozó eltolást a legnagyobb korrelációjú eltolás adja. Ezen eltolások közül, a legtöbbet előforduló eltolás adja a Master és a Slave képek közötti közelítő eltolást. A számításokat végre lehet hajtani a tér tartományban is, de a számítási idő csökkentése érdekében célszerű (FFT módszerrel) áttérni a frekvencia tartományra.

A Doppler centroid frekvenciák különbözősége miatt a Master kép spektruma nem fog teljesen átfedni a Slave kép spektrumával. Ennek gyakran az az oka, hogy a nyers radar adatok előfeldolgozása (fókuszálás) során rögzített és eltérő Doppler centroid frekvenciát használnak a különböző képeknél. Ezt javítandó a Master kép spektrumából azimut irányban sáváteresztő szűrővel kivágjuk azt, ami nem fed át a Slave kép spektrumával. Ez a módszer mindkét képen növeli a koherenciát és csökkenti a zajt az interferogramon. Hasonlóan, ugyanebben a lépésben a Slave képet is szűrjük azimut irányban.

A durva regisztrálás eredményeképpen megkapjuk a Master és a Slave kép közötti eltolást 1 pixel pontossággal. A következő lépés a finom regisztrálás, ekkor olyan eltolás értéket határozunk meg, mely pixel alatti pontosságú. Hasonlóan a durva regisztráláshoz az egyenletesen elhelyezkedő pontokon a kereszt-korrelációs technikával számítjuk az eltolásokat, azonban a korrelációs-ablakok száma megnő és elérheti a néhány százat is. A korrelációs-ablakok eloszlásának elég sűrűnek kell lennie, hogy egyenletesen lefedje az egész képet.

A gyűrődési torzulások (aliasing) elkerülése érdekében — a kereszt-korrelált ablakok sáv szélessége kétszeres kell legyen a Master és Slave képekének — mindkét képet újramintavételezzük. Prati és Rocca (1990) javaslata alapján nyolcszoros újramintavételezést használtam az FFT interpolációban. Ez körülbelül 1/8 pixeles pontosságot biztosít. Just and Bamler (1994) szerint az összeregisztrálási hiba nem okoz fázis eltérést, azonban járulékos fázis varianciát vezet be. Az 1/8 pixel pontosságú összeregisztrálás azonban elégséges pontosságú és a majdnem jelentéktelen koherencia csökkenést okoz.

5.2.3.2 Eltolás vektor modellezés

A Slave kép minden egyes pixeléhez tartozó eltolás vektor meghatározása a finom regisztrálás lépésben kapott eltolás értékek alapján történik. Az eltolás értékek közül a modellezésben csak azokat használjuk, amelyeknek a koherencia értéke nagyobb volt egy küszöbértéknél (ez esetben 0,2 volt). A küszöbérték növelésével csökken a modellben résztvevő pontok

száma, de a modell pontossága növekszik. Az eltolás modellezésére két dimenziós elsőfokú polinomot használtam. Az egyenlet a következő:

$$\begin{bmatrix} O_1 \\ O_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ O_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & A_1 & R_1 & A_1^2 & \dots & R_1^d \\ 1 & A_2 & R_2 & A_2^2 & \dots & R_2^d \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ 1 & A_N & R_N & A_N^2 & \dots & R_N^d \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} C_{A=0,R=0} \\ C_{10} \\ C_{01} \\ C_{20} \\ \cdot \\ \cdot \\ C_{0d} \end{bmatrix}, \quad (5.2)$$

ahol O_i a finom regisztráláskor kapott eltolás érték, A_i és R_i a megfelelő Azimut és Range koordináta, és C_{AR} a polinom ismeretlen koefficiensei.

5.2.3.3 Átmintavételezés

Ebben a műveletben a Slave képet átmintavételezzük a becsült transzformációs modell alapján. Ez magába foglalja a folyamatos Slave kép visszaállítását a szűrés miatt újramintavételezett változathoz és az új rácspontokba való átszámítást. A Slave kép visszaállítása általában interpolációs kernel konvolúciójával történik. Hanssen and Bamler (1999) által bevezetett 6 pontos köbös-konvolúciós szűrő alkalmazása minimalizálja a dekorrelációt és alacsonyan tartja a fázis zajt az interferogramon. A Master és a Slave kép között lévő Doppler centroid frekvencia különbség miatt az átmintavételezés azzal kezdődik, hogy az interpoláció előtt azimut spektrumot a Zero Doppler frekvenciához csúsztatják, majd utána vissza csúsztatják az eredeti Doppler Centroid frekvenciára.

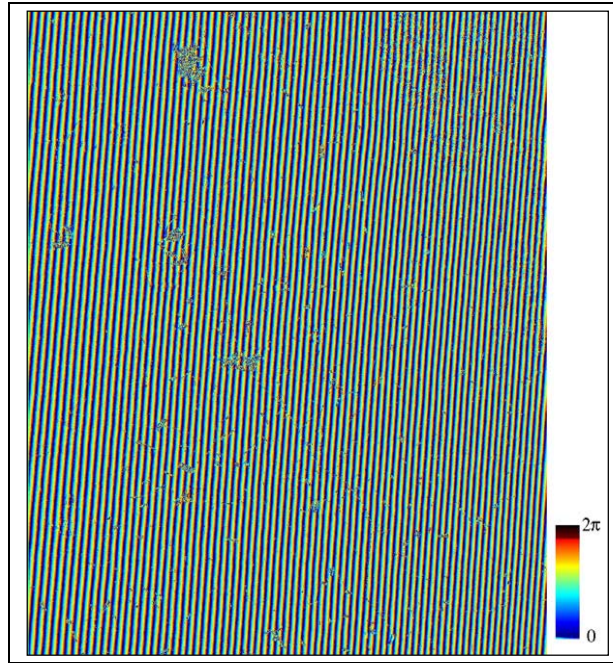
A SAR szenzorok alig különböző ránézési szögei (különbözőek a helyi beesési szögek) range irányban is a radar adatok spektrum elcsúszását okozza, ami további fázis zajként jelenik meg az interferogramon. Ezt megelőzendő range szűrést kell végrehajtani mielőtt az interferogram generálást megkezdjük. Ez hasonlóan a korábban leírt azimut filter szűréshez a nem átfedő spektrum területek kiszűrését jelenti.

5.2.4 Interferometrikus termékek generálása

A következő szakaszban az interferometrikus termékek, mint az interferogram, koherencia térkép és a differenciális interferogram generálását mutatom be.

5.2.4.1 Interferogram

A komplex interferogram a Master kép és komplex konjugált Slave kép megfelelő pixeleinek összeszorzásával hozható létre. A komplex interferogramban a fázis kép a két radar kép fáziskülönbségét mutatja, míg az amplitúdó kép a fáziskép jel/zaj arányát mutatja. Ha a két radarkép megismételt felvételezésből származik, akkor általában az eredmény interferogramot többszörös áthaladásos interferogramnak vagy röviden interferogramnak hívják. A 5.3 ábra a vizsgált terület interferogramjának fázis képét mutatja.



5.3 ábra Fázis kép a referencia felszín hozzájárulással

A képen látható sávokat *fringe*-nek hívjuk, egy fringe a $0-2\pi$ fázisértéknek felel meg. Az itt látható függőlegeshez közeli sávokat a Föld sík felszínének fázis-hozzájárulása adja (2.20 egyenlet). Látható továbbá, hogy néhány helyen zavart okoz valamiféle dekorreláció. A további számítások és analízis előtt a referencia felszín fázis hozzájárulását el kell távolítanunk.

5.2.4.2 A referencia felszín hatásának eltávolítása

A interferometrikus fázis hasznossága akkor kezdődik, amikor a referencia felszín hozzájárulását eltávolítottuk.

$$\Phi_{i,j}^I = \Phi_{i,j}^M - \Phi_{i,j}^S - \Phi_{i,j}^R, \quad (5.3)$$

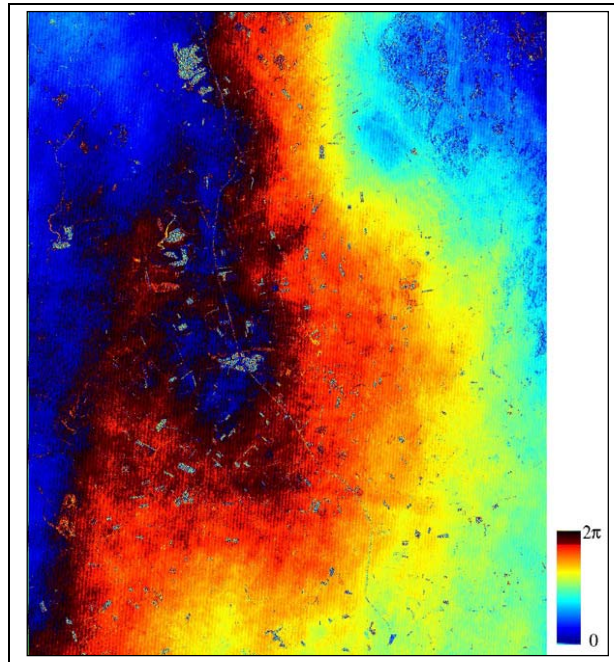
ahol $\Phi_{i,j}^M, \Phi_{i,j}^S, \Phi_{i,j}^R$ az i,j helyen a Master kép fázisa, a Slave kép fázisa és a Referencia fázis.

Mivel mindkét kép értékei komplex számok, a fáziskülönbséget az alábbi komplex módon határozzák meg:

$$\Phi_{i,j}^I = \arctan_2(I_{i,j}^{\text{képzetes}}, I_{i,j}^{\text{valós}}) \quad (5.4)$$

ahol $I_{i,j} = M_{i,j} \cdot S_{i,j} \cdot R_{i,j}$ a komplex interferogram, \arctan_2 a 4 kvadránsra kiterjesztett arctangens és a * a komplex konjugáltat jelöli.

A referencia fázis a Master képen elszórt pontokon a pontos pálya alapján számolják, aztán ennek alapján interpolálják az egész képre. Végül a referencia fázis minden egyes pixelből levonva az alábbi interferogramot kapjuk.



5.4 ábra: Fáziskép a referencia felszín hozzájárulása nélkül

A maradék fringe a domborzat, az elmozdulás illetve a légkör hatását mutathatja.

Az interferogram felbontása nagyon fontos szerepet játszik különösen, ha az interferogram célja a kis területű deformációk kimutatása, például a bányászathoz köthető felszín süllyedés. Az általánosan használt többszörös ránézés (*multilook*) kompromisszumot követel a fázis zaj csökkentése és a felbontás között. Az 5:1 (azimut, range) többszörös ránézés faktor csak az azimut irányban csökkenti a felbontást, egyforma méretű pixeleket készít (ez $\sim 20 \times 20$ m az ERS-1/2 adatok esetén).

5.2.4.3 Koherencia térkép

A koherencia térkép készítése során feltételezzük, hogy a referencia felszín hatását eltávolítottuk. A két kép közötti komplex koherenciát annak alapján becsüljük, hogy feltételezzük a fázis észlelés pontossága egyforma területen állandó. Ez a feltételezés

megengedi, hogy az összeregisztált képek között kis mozgó ablakokban számoljuk a komplex korrelációt. A koherencia becslésére Seymour and Cumming (1994) maximum likelihood kiértékelő módszere használatos:

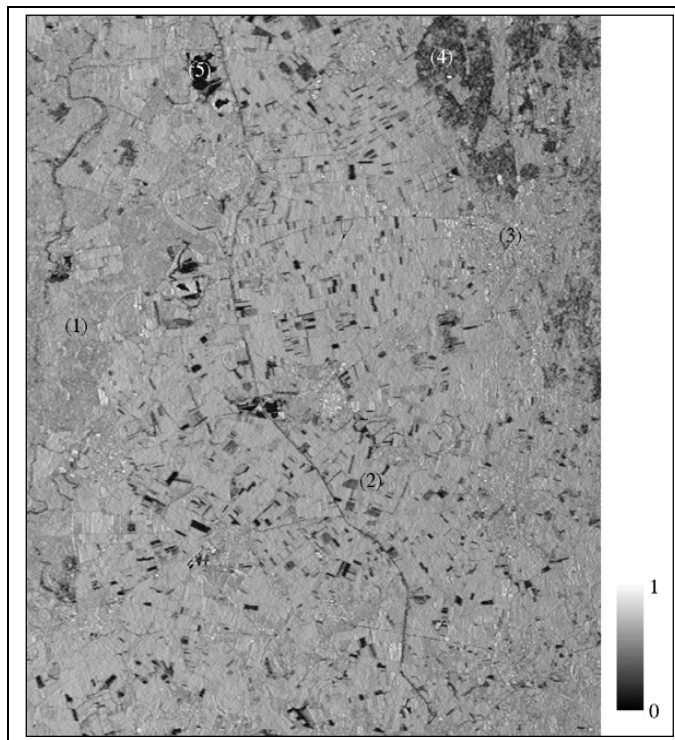
$$\hat{\gamma} = \frac{\left| \sum_{i=1}^{N_r} g_{M_i} g_{S_i}^* \right|}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N_r} |g_{M_i}|^2 \sum_{i=1}^{N_r} |g_{S_i}|^2}}, \quad (5.5)$$

ahol N_r a mozgó ablakban lévő pixelek száma.

A koherencia felhasználható az interferometrikus fázis pontosságának megállapításán túl a felszín osztályozására és a biomasszában történt változások kimutatására is (Enghdal and Hyypia ,2000; Strozzi and Wegmüller ,2000).

Mínt hogy a képképző radar nagyon érzékeny a talaj nedvesség tartalmának változására a koherencia térkép különösen alkalmas a talaj osztályozására, világosan elkülönítve a különböző nedvesség-tartalmat az arid területeken és a sivatagokban.

Az 5.5 ábra a koherencia térképet mutatja Debrecen környékére:



5.5 ábra: Koherencia térkép. A világos területek magas, a sötét területek alacsony koherenciát jeleznek.

Az ábrán az alábbi területek láthatók Hortobágy (1), mezőgazdasági táblák (2), beépített területek (3), erdő (4), víz (5). A mezőgazdasági tábla és a legelő elkülöníthető, jól elválnak az erdő.

5.2.5 Domborzat modell előállítás

A referencia felszín hatásának eltávolítása után kétféle ágazik az eljárás: az egyik ágon domborzat modell készül, a másikon deformáció térkép. Ebben a pontban a domborzat modell előállításához szükséges további lépéseket ismertetem.

5.2.5.1 Az interferogram szűrése

A fáziszaj csökkentés egyik hatékony módszere lehet a többszörös ránézés, de ennek hátránya a térbeli felbontás csökkenése. A felbontás megőrzése érdekében az interferogram fázis zaját szűréssel lehet csökkenteni. Azonban amíg a szűrés csökkenti a zajt, nem szükségszerűen javítja vagy állítja vissza a jelet, ezenfelül jelentősen megváltoztathatja az interferogram struktúráját. Számos eljárást lehet alkalmazni, néhányuk különösen alkalmas az interferometrikus fázis szűrésére. Bezerra-Candeidas et al. (1995) három különböző szűrési eljárással vizsgálta az interferometrikus fázis periódusos sajátosságait. Ez a három szűrő a (i) morfológikus szűrő, (ii) módosított medián szűrő, (iii) módosított modulus szűrő. Az ilyen módosított szűrő algoritmusok használata javítja a fázis-kibontás végrehajtását, ennél fogva javítja a DEM és a deformáció térkép minőségét. További szűrő algoritmusokat mutat be Hubing (1999), Reeves et al. (1999), Lee et al. (1998) és Goldstein and Werner (1997).

A tértartományban végrehajtott szűréseket általában a diszkrét konvolúciós szűrőkkel kapcsolják össze. A konvolúció egy egyszerű matematikai művelet: a kép minden egyes pixelét megszorozzuk a kernellel, amit gyakran konvolúciós maszknak is neveznek. Ezt az eljárást szokás mozgó ablakos szűrésnek is nevezni: az ablakot (kernelt) rátesszük a képre, és az ablak elemeit összeszorozzuk az alatta lévő képpontokkal, majd a szorzatokat összeadva az eredményképen az ablak középső helyére írjuk (ezért a kernel oldala mindig páratlan számú elemből áll). Aztán az ablakot odébb csúsztatjuk, és újra elvégezzük a szorzásokat és az összeadást addig, amíg a kép minden elemével nem végzünk. Ha a bemenő kép I mérete $M \times N$ pixel, a kernel mérete $m \times n$, a konvolúció a következő formában írható fel:

$$O(i, j) = \sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^n \left(i - \frac{m-1}{2} + k, j - \frac{n-1}{2} + l \right) K(k, l) , \quad (5.6)$$

ahol i, j fut 1-től M, N -ig, k, l pedig 1-től m, n -ig fut.

Egy fejlettebb szűrési technikát térbeli frekvencia szűrésnek neveznek, ez a kép spektrális komponenseivel végzett műveleteken alapul. A kép térbeli frekvenciáit a Diszkrét Fourier Transzformáció (DFT) segítségével számoljuk ki. Ez az eljárás a térbeli frekvenciát felbontja a szinuszok és koszinuszok összegére. A számítási idő csökkentése érdekében hatékonyabb eszközt, a Fast Fourier Transzformációt (FFT) használunk. Az FFT legfontosabb

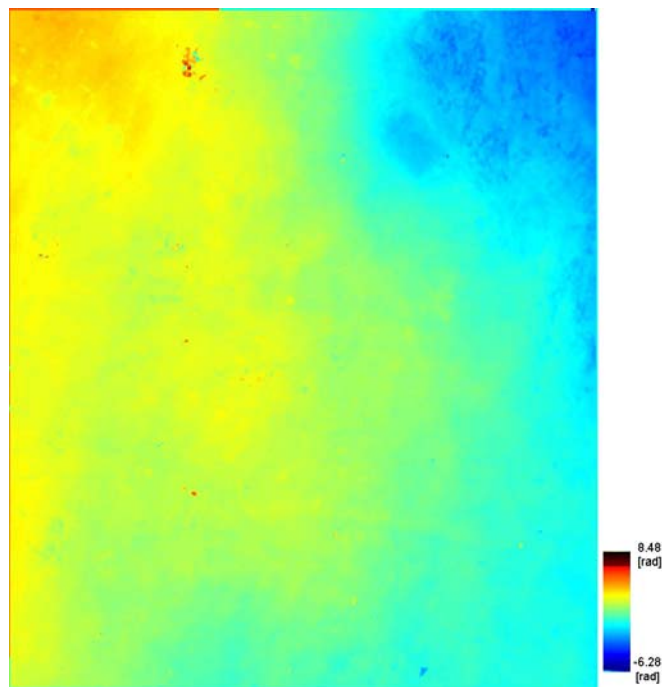
tulajdonsága, hogy a frekvencia tartományban végzett műveletek után az inverz FFT képes visszaállítani a szűrt képet a tértartományban. A DFT és FFT további részletei megtalálhatók például Buttkus (2000, p59-84) vagy más jelfeldolgozás témájú könyvben.

A térbeli frekvencia komponensek megváltoztatásával, az ismétlődő zajok eltávolíthatók egy egyszerű alul-áteresztő szűrő használatával.

5.2.5.2 Fázis-kibontás

Az interferogram fázisa csak a $0-2\pi$ közötti értékeket veszi fel. Az abszolút fázis kinyeréséhez meg kell határozni az egész fázis ciklusok számát is, ezt a folyamatot nevezik fázis kibontásnak. A fáziszaj és az úrfelvétel geometriai torzulásai miatt azonban ez az eljárás a legkritikusabb és a legösszetettebb lépés az egész feldolgozási láncban.

A fázis-kibontáshoz a Snaphu (v.1.4.2) programot használtam a „*statistical-cost, network-flow*” algoritmussal, amelyet Chen and Zebker (2001, 2000) mutatott be. Az 5.6 ábra mutatja a kibontott fázist.

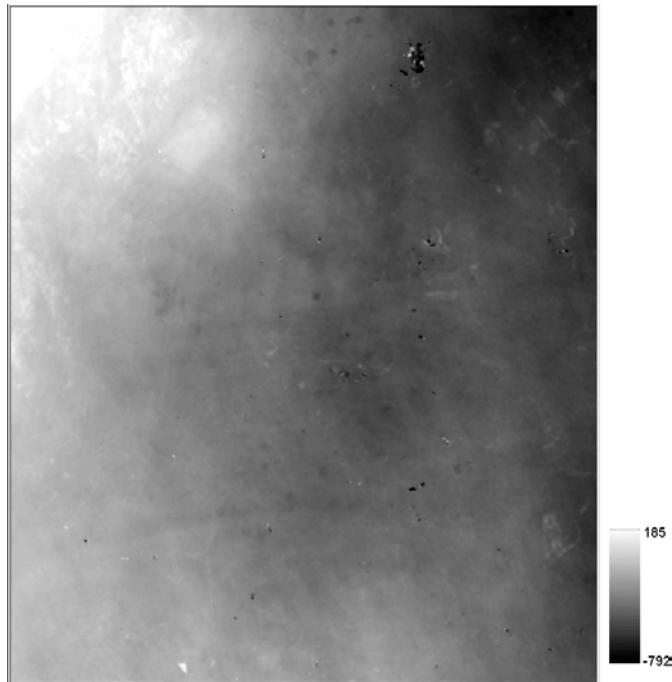


5.6 ábra: A fázis-kibontás eredménye

5.2.5.3. A fázis magassággá konvertálása

Ebben a lépésben az interferometrikus fázis megfelelő topografikus magassággá konvertálása történik. A konverzióknak különböző megközelítései vannak (pl. Schwäbisch 2002, Rodriguez

and Martin, 1992), azonban a referencia felszín hatását mindenképpen el kell távolítani ezelőtt a lépés előtt. A 5.7 ábra a topografikus magasságot mutatja.



5.7 ábra: A topografikus magasság (radar koordinátákban)

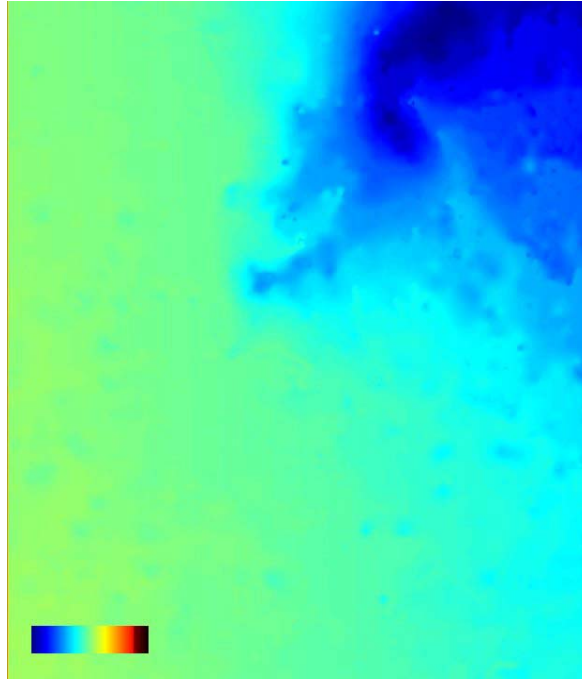
A topografikus magasság radar-koordinátákban (range és azimut) van, ezért azokat térképi vetületbe kell még transzformálni. Ezt a lépést a 5.2.7 pontban mutatom be.

5.2.6 Differenciális interferometria

A referencia felszín hatásának eltávolítása (5.2.4.2 pont) után lehetőség van deformáció térkép elkészítésére. Ebben a pontban az előállításához szükséges további lépéseket ismertetem.

5.2.6.1 A domborzat hatásának eltávolítása

A differenciális interferogram eléréséhez a domborzat hatását el kell távolítani az interferogramból. Ennek érdekében a felszín topográfijáról kiegészítő információ szükséges. A radar kódolásnak nevezett feldolgozási lépésben a meglévő 20 méteres felbontású domborzatmodell és a pontos pálya felhasználásával előállítjuk az adott pixelhez tartozó fázisértéket (Φ_{DEM}).

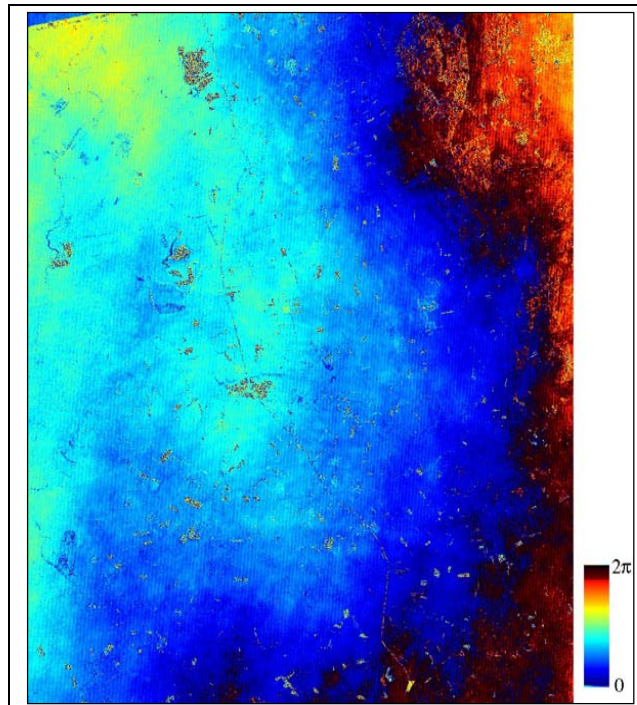


5.8 ábra: A radar kódolt DEM

Az így kapott fázist a következő módon vonjuk ki:

$$DF_{i,j} = I_{i,j} \exp(-i\Phi_{i,j}^{DEM}), \quad (5.7)$$

Az eredmény interferogram az 5.9 ábrán látható.



5.9 ábra: Differenciális interferogram

Ez a differenciális interferogram 1 nap különbséggel (1995 október 27 és 28) (úgynevezett tandem üzemmódban) készült kép-pár felhasználásával lett feldolgozva, így a deformációnak

nem lehet hatása. Ami mégis látszik, az az atmoszféra hatása és a hiba (domborzat modell hibája (É-Ny sarok), az összeregisztrálás hibája, és véletlen zaj). Az előbbi hatás a kép keleti szélén és É-K sarkában látható.

A differenciális interferogram simításához az 5.2.5.1 pontban ismertetett szűrési eljárások használhatók.

5.2.6.2 A deformáció térkép

A differenciális interferogram a felszín műhold irányú változását mutatja, így azt át kell számolni. A szűrt interferogram fázisértékeiből az alábbi egyenlettel lehet közvetlenül a műhold irányú deformációt mérni:

$$defo_{LoS} = \frac{-0,5 * fázis}{2\pi}. \quad (5.8)$$

A műhold irányú deformáció vertikális komponensét az oldalra nézés szög szinuszával kapjuk

$$defo_v = \frac{defo_{LoS}}{\sin(\theta)}. \quad (5.9)$$

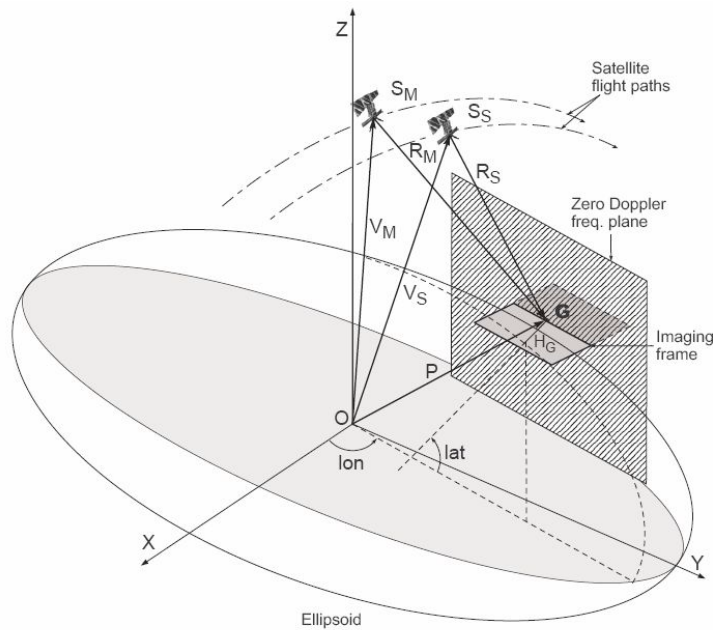
Ezekben az egyenletekben mindent ismertük, így az interferogram fázisából a $-45,15494615$ konstans szorzásával közvetlenül milliméter skálán kapjuk a függőleges elmozdulást.

5.2.7 Geokódolás

Az előzőekben kapott domborzat modell vagy a deformáció térkép csak akkor lehet hasznos a további elemzésekben, ha összehasonlítható más felmérések eredményeivel (pl. geológiai térképek, szintezési eredmények). A radar eredményeket ezért geodéziai vetületi rendszerbe kell transzformálni.

Egy adott G pont lokalizálása az alábbi ismereteket igényli a Master és a Slave műholdak esetében: (i) helyvektorok (V_M, V_S), (ii) a sebességek és (iii) a ferde távolságok (R_M, R_S). Az 5.10 ábra az InSAR geometriát mutatja a referencia rendszerben. Az interferometrikus fázis kibontása után a $G(x,y,z)$ pont ismeretlen koordinátái nemlineáris egyenletrendszer 4 egyenletének megoldásával kapható meg (Franceschetti and Lanari, 1999, p214).

Amennyiben a G pont koordinátáját ismerjük már a derékszögű koordináta rendszerben, a szélesség és hosszúság könnyedén számítható bármilyen transzformációs módszerrel.



5.10 ábra: Interferometria a derékszögű és a geodéziai referencia rendszerben

5.3 Az interferometria korlátai

A feldolgozott interferogramok alapján az alábbi korlátozó tényezőket tapasztaltam:

- kis koherencia a növényzettel fedett részen

Már az egy év különbséggel készült képek esetén is akkora a temporális dekorreláció, hogy a fázismérés pontosságának érdekében a kis koherenciájú pontokat ki kellett zárni a vizsgálatból.

- az atmoszféra heterogenitásának hatása

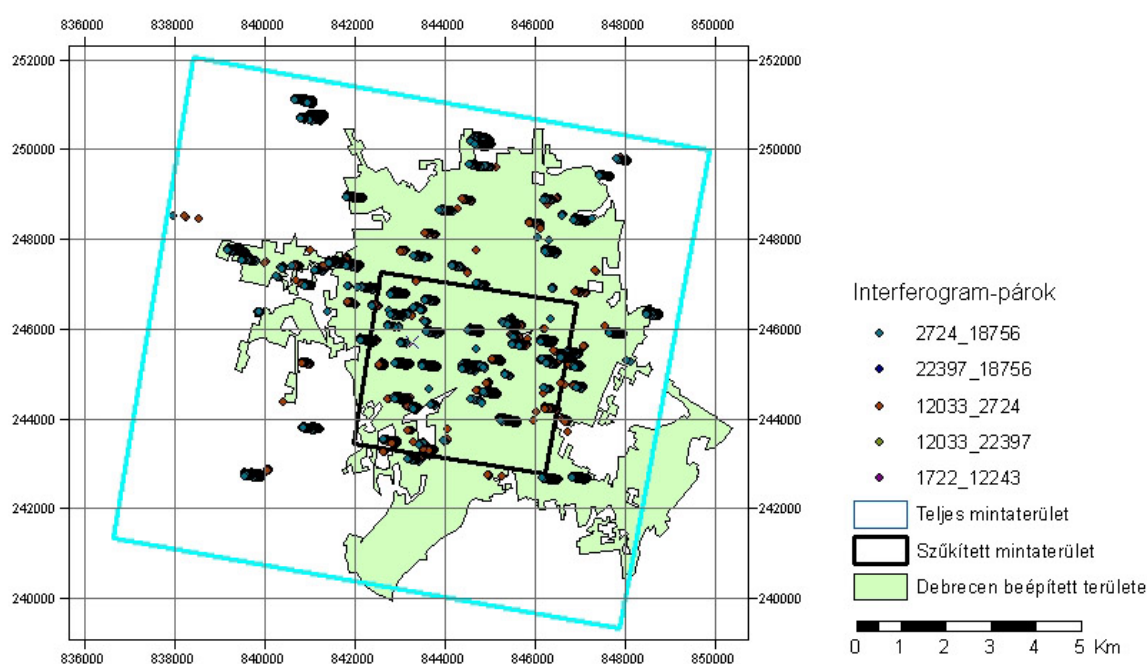
Az atmoszféra heterogenitásának hatását kalibrációs vagy statisztikus módszerrel lehet csökkenteni. Esetemben csak statisztikus módot lehet használni, mert 1992-2000 időszak archivált képeiből dolgoztam, és utólag a kellő felbontású meteorológiai adatokat nem tudtam elérni.

Az atmoszféra heterogenitásának hatása annyira kiszámíthatatlan, hogy csak a nagyon kirívó eseteket lehet felismerni (pl. a kép ~75%-a emelkedik). Az apróbb ingadozásokat nem lehet megkülönböztetni a felszín valódi mozgásától egy kép használata esetén. A statisztikus megközelítés módszere megőrzi a trendeket és átlagolja a légkör kis ingadozásait.

6. A mintaterület interferometriai vizsgálata és eredményei

6.1 Koherencia vizsgálat

A vizsgálat elsőfelében különböző kép-párokat dolgoztam fel, és megállapítottam hogy a temporális dekorreláció miatt a növényzettel fedett területen alacsony a koherencia. Az alacsony koherencia korlátozza a fázismérés pontosságát (2.5 pont), ezért a 0,2-nél kisebb koherenciájú pontokat kizártam a vizsgálatból. A mintaterületnek azonban ekkor csak kis részére esik pont, így a mintaterület szűkítése mellett döntöttem. A 6.1 ábrán látható a kiinduló és a szűkített mintaterület.



6.1. ábra: A 0.5-nál nagyobb koherenciájú pontok elhelyezkedése

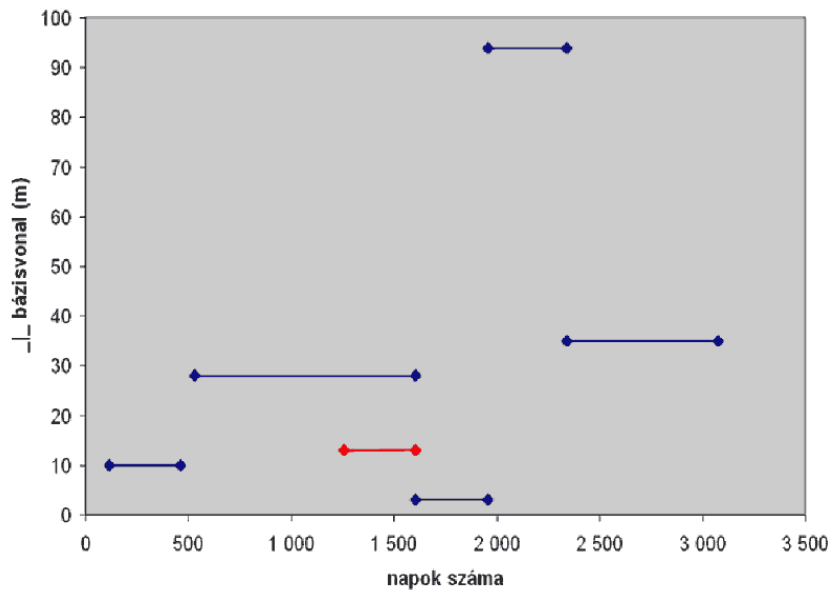
6.2 Interferometria eredménye

A következő lépésben a 4.2 pontban bemutatott képek feldolgozását végeztem el. A 6.2 ábrán a kiválasztott kép-párok által lefedett időszak és a kép-párok merőleges bázisvonala látható. A pirossal jelölt képpárt (20393-25403) az atmoszférikus hatás miatt kivettem a feldolgozásból, helyére egy 3 évet lefedő (10029-5730) kép-pár került. A nagy időbázisvonal miatt félő volt a koherencia veszteség, de azt tapasztaltam, hogy a beépített terület kevésbé változott.

Az 1994-es évből nincs interferometriára alkalmas kép, mert a műhold 1993 végétől először „jég” (3 naponként felvételező), majd 1994 második negyedétől „geodéziai” (168

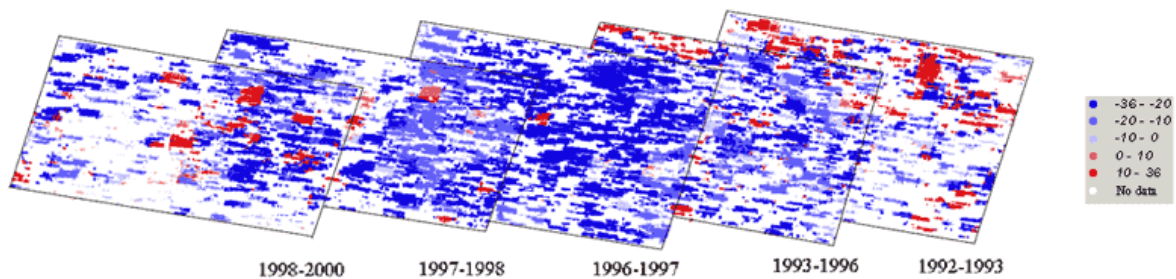
naponként felvételező) üzemmódban volt. Ennek során az ERS-1 műhold az átlagos globális tengerfelszín magasságát térképezte.

A 6.3 ábrán az idősor feldolgozása látható.



6.2 ábra. Az interferogram párok által lefedett időintervallum (1992 január 1. után eltelt napok száma)

Az 1996-97 évi kép-párt (25403-10740) az extrém alacsony bázisvonal (3 méter) miatt választottam, bár a légköri paraméterek nem voltak ideálisak. A későbbiekben meg kell vizsgálni, ki lehet-e váltani másik kép-párral.



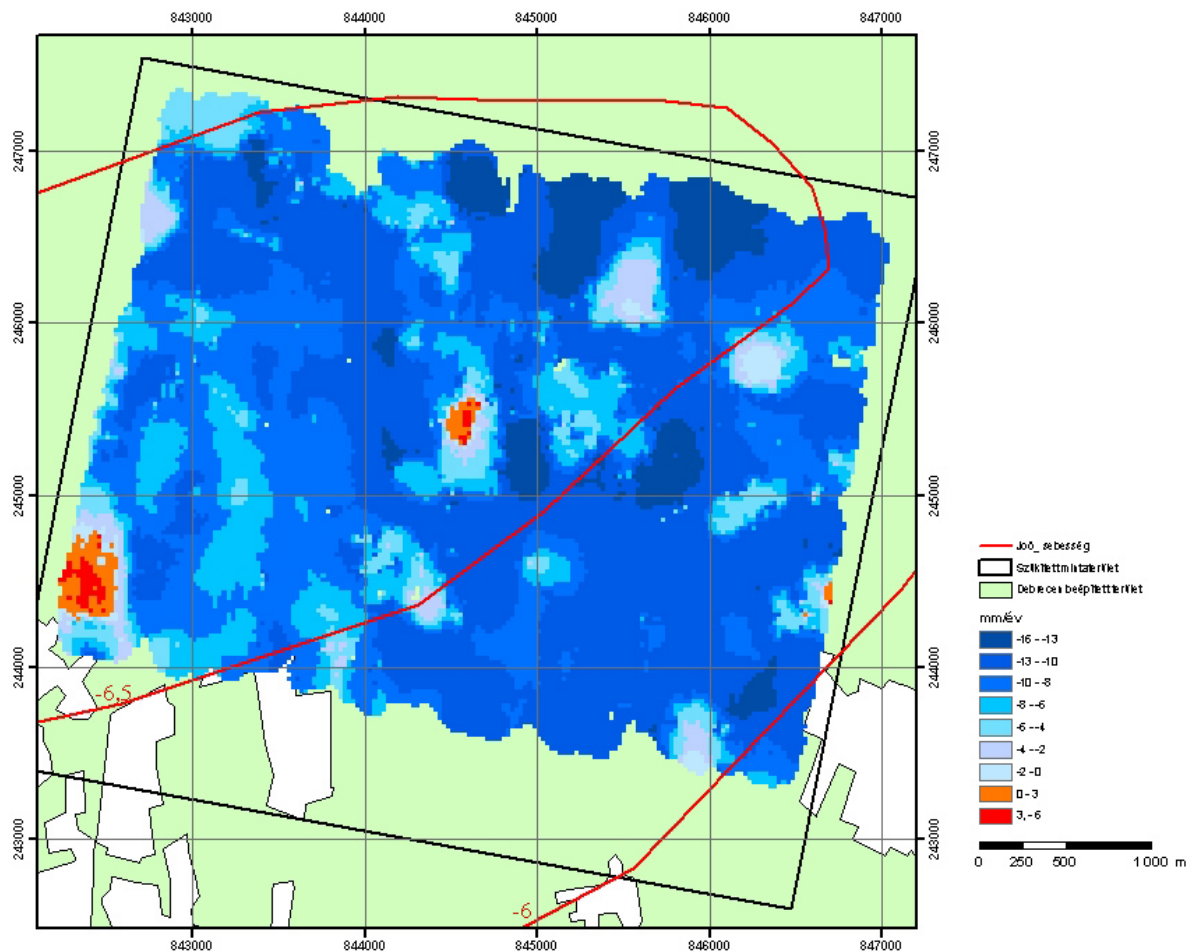
6.3 ábra. Az interferogramok feldolgozásából kapott idősor (függőleges mozgás mm-ben)

Az egyes interferogramok a 4. mellékletben láthatók.

A 6.3 ábrán a várt süllyedésnél (~7 mm/év) nagyobb értékek és emelkedések is láthatóak. Amikor nagy emelkedés mellett nagy süllyedés látható, akkor a beépített környezet változhatott meg. Az általam használt magasság modell nem tartalmazza az épített környezetet, így annak változását a feldolgozó program magasság változásként értékeli. Abban az esetben, ha a változás mértéke olyan nagy, hogy az fázisugrást okoz, akkor a feldolgozó szoftver már erős süllyedést jelez. A nagyobb süllyedések másik magyarázata is az

épített környezet hatása. Előfordulhat, hogy a felszín süllyedéséhez az épület süllyedése is hozzá adódik, ennek szétválasztása további már a helyszínen folytatott vizsgálatokat igényel. Végül megemlítem a meteorológiai adatokból előre nem jelezhető légköri változásokat, amelyek hatására extra süllyedés vagy emelkedés látszik az interferogramon.

Az idősor használata azért kényelmes, mert ez a módszer megőrzi a trendeket és átlagolja a légkör kis ingadozásait.



6.4 ábra Átlagos függőleges felszínmozgás az 1992-2000 közötti időszakban

A 6.4 ábra az átlagos függőleges felszínmozgás mutatja az 1992-2000 közötti időszakban. Az ábrán a beépített terület mellett a szabatos szintezéssel 1949-1979 közötti időszakra kapott felszín mozgás ($-6,5\text{mm/év}$ és -6 mm/év) szintvonalai is.

Az átlagos felszínmozgás ebben az időszakban interferometriából származó értékek alapján $-15,9\text{mm/év}$ és $5,4\text{mm /év}$ között, az átlag -9.5mm/év . Mind a két emelkedés beépített területre esik.

6.3 Pontosság vizsgálata

A térkép pontosságának meghatározásához először a magasság többértelműség értékét becsültem meg (2.3.2 pont, 2.19 egyenlet). A bázisvonal horizontális komponense nem áll rendelkezésemre, ezért a képletben a bázisvonal teljes hosszával számoltam. A h_a magasság többértelműségre kapott érték 374,8 m és 1374,2 m között változik, azaz ekkora magasságkülönbség okozza a fázisban 2π ugrást (6.1 táblázat).

Ha a domborzati hatás eltávolítására használt modellben (DEM) hiba van, akkor az interferogram *ál-fringe*-eket fog tartalmazni. Ezek az *ál-fringe*-ek az interferogramon mindig ugyanott fognak megjelenni. A domborzat modell κ hibája κ/h_a *fringe* hibát okoz az interferogramon. Ha milliméterben akarjuk ezt kifejezni, akkor κ/h_a -t meg kell szorozni a fél hullámhosszal (ERS-1/2 esetén ez 28 mm) [Massonet and Feigl, 1998]. A DEM szokásos magassági hibája 10-30m [Wolf and Wingham, 1992], ha ezt $h_a=20-60$ m magassági többértelműségű kép-pár esetén használjuk, az interferometrikus mérés hibája $\pm 1/2$ ciklus vagy ± 14 mm ERS felvétel esetén. A h_a magasság bizonytalanság kis értéke még nagy jeleket is el tud fedni domborzati *ál-fringe*-ekkel.

Az általam használt domborzat modell átlagos pontossága $\pm 0,7$ méter az eredeti centiméteres felbontásában (Winkler, 2003), én a méteres felbontásút használtam, így ennek az átlagos pontossága ± 1 méternek adódik. A domborzat modell hibájának hatása így 0,02-0,075 mm között alakul, a felhasznált kép-párok esetén az átlag 0,05 mm (6.1 táblázat).

kép-pár	időbázis (nap)	bázisvonal (m)	h_a (m)	κ/h_a (mm)
4017-9027	350	76,7	515,3	0,054
10029-5730	1074	53,8	824,5	0,034
20393-25403	350	32,7	1 374,2	0,020
25403-10740	350	68,1	588,9	0,048
10740-16251	385	103,4	412,2	0,068
16251-26772	735	108,8	374,8	0,075

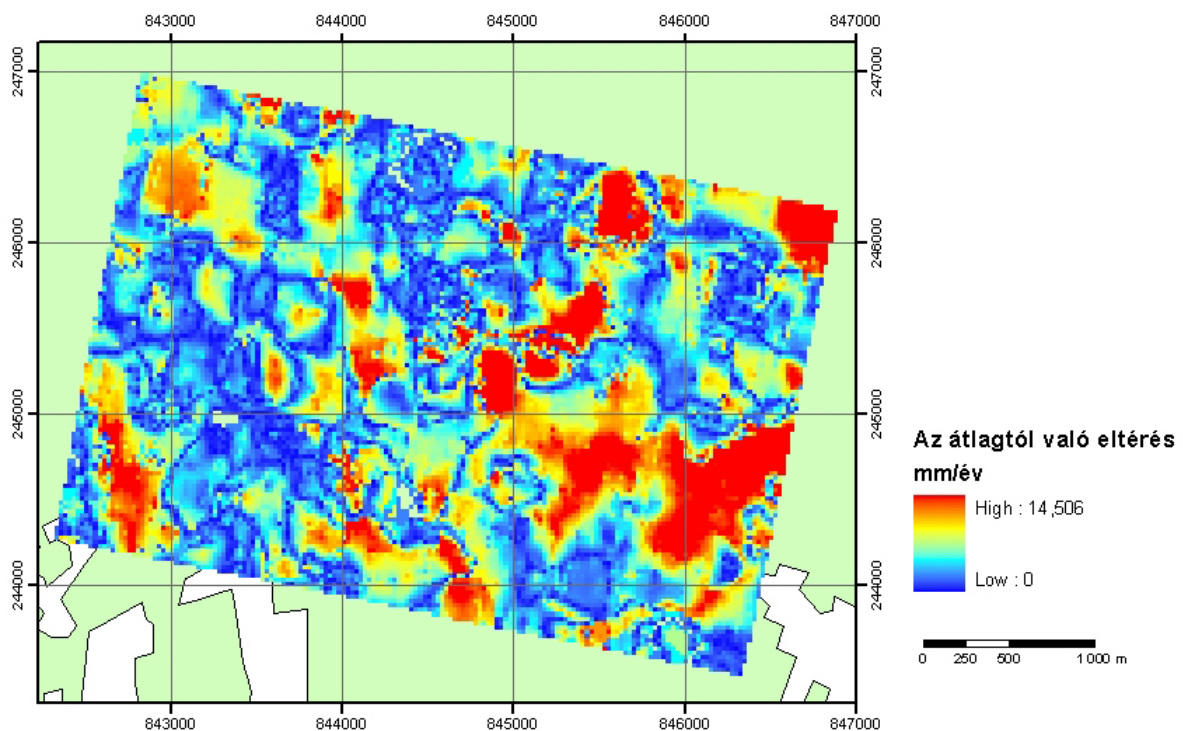
6.1 táblázat: A magasság többértelműség és domborzat modell hibájának hatása

Megállapítottam, hogy a műhold geometriának és a használt domborzat modellnek nincs számottevő hatása a pontosságra.

Ennél jóval nagyobb hatása lehet az épített környezetnek: egy 30 méter magas épület tetején lévő szórópont 0,6-2,2 mm hibát okoz az általam használt kép-párok esetén. Ezt a hatást digitális terep modell (domborzat + épített környezet) használatával lehetne javítani, de ilyen adatbázis nem állt rendelkezésemre.

Az atmoszférikus hatást külön pontban (7. pont) is vizsgáltam. Itt csak megbecslem a hatás nagyságát. Az atmoszféra heterogenitásának hatását kalibrációs vagy statisztikus módszerrel lehet csökkenteni. A kalibrációs módszer esetén a légkör vízgőz-tartalmát valamilyen független eljárással a radarfelvétel készítésének időpontjában meghatározzák, és az interferogram készítésekor ezt figyelembe veszik. Kalibráló eljárás lehet (i) meteorológiai léggömbökkel és a terepen végrehajtott *in situ* mérés, (ii) a vízgőz tartalom becslése GPS mérés alapján, (iii) vízgőztartalom spektrális becslése (pl. az Envisat műhold esetén egyidejű ASAR-képalkotó radar és MERIS-vízgőz térkép felvételezés) (iv) valamilyen légkör modell és felszíni mérések alapján előre modellezés. A légköri hatások kb. 100 m felbontású korrekciójához ugyanilyen felbontású meteorológiai adatok szükségesek [Massonet and Feigl, 1998]. A meteorológiai és GPS mérések messze nem elégítik ki ezt a felbontást, a mintaterületen csak néhány pontban adnak adatokat. A MERIS vízgőztartalom-térképe az egész mintaterületre képes adatot szolgáltatni, de csak 300m felbontással. A MERIS másik hátránya, hogy csak 2002, az Envisat műhold felbocsátása óta van róla elérhető adat. Az előre modellezés kb. 1 km horizontális felbontással állítja elő a légköri paramétereket.

Az atmoszféra hatás csökkentésének statisztikus módszerei: (i) stacking, (ii) az idősor alkalmazása és (iii) az állandó szórópontok (*permanent scatterer* – PS) módszere. A statisztikus módszerek hátránya a nagy pontszám igény, amelyet csak nagy képszám (pl. a PS



6.5 ábra. Az átlagos eltérés nagysága (mm/év)

technika esetén min. 35 kép) mellett lehet kielégíteni. A PS technika másik hátránya, hogy az eljárás még kutatási célra sem nyilvános.

Az atmoszféra hatását esetemben csak statisztikus módon lehet csökkenteni, mert az 1992-2000 időszak archivált képeiből dolgoztam, és utólag a kellő felbontású meteorológiai adatokat már nem tudtam elérni. Az elkészített idősor alapján meghatároztam az átlag és az egyes képek közötti eltérés nagyságát, és ezeknek az eltéréseknek az átlagát ábrázoltam (6.5 ábra). Az ábrán látható, hogy hol vannak az atmoszférikus hatás vagy a felszín megváltozása (pl. az épített környezet megváltozása) miatt jelentős zavarok. Az időbeli felbontás növelésével (több mintával) pontosabban lehet majd meghatározni a terület vertikális mozgását.

7. Az atmoszféra hatásának vizsgálata

A képek kiválasztása során két tandem képet is kiválasztottunk. Ekkor az ERS-2 műhold egynapos különbséggel követi az ERS-1 műholdat. Az ilyen rövid időbázisvonal alatt nem valószínű, de előfordulhat, hogy lényegesen megváltozik a felszín (pl. learatják a gabonát), így rendkívül nagy koherenciára lehet számítani. A két időpont közötti változást csak az atmoszféra állapotának különbsége okozza.

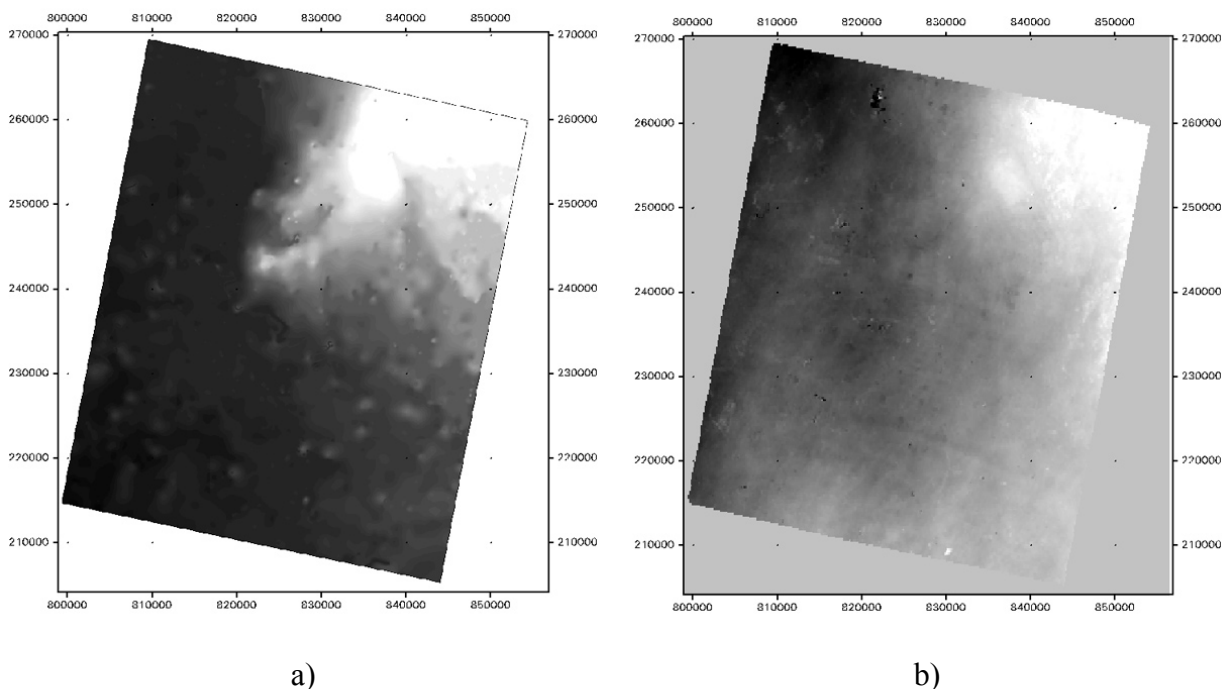
7.1 Az 1995 október 27-28. tandem felvétel

Az őszi negyedkép teljes felbontású feldolgozása ~7 000 000 pixel kezelését jelenti. A merőleges bázisvonal 40 méter. A két időpont meteorológiai adatai a 7.1 táblázatban láthatók. Az egyetlen lényeges különbség a napsütötte órák száma, amely pont kétszerese az előző napnak, míg a többi adat ~10% eltérésen belül maradt.

Orbit	ERS	Dátum	Csapadék	Hőmérséklet		Napsütés (Óra)	Vízgőz (?)
				Min.	Max.		
22397	1	1995.10.27	0	-1	14	4	6,4
2724	2	1995.10.28	0	-1	16	8	6

7.1 táblázat: Az meteorológiai paraméterek az 1995. október 27-28. kép-pár esetén

A 7.1 ábrán a referencia és az eredmény DEM látható.



7.1 ábra: A referencia domborzat modell (a) és az interferometriával számított domborzat modell (b)

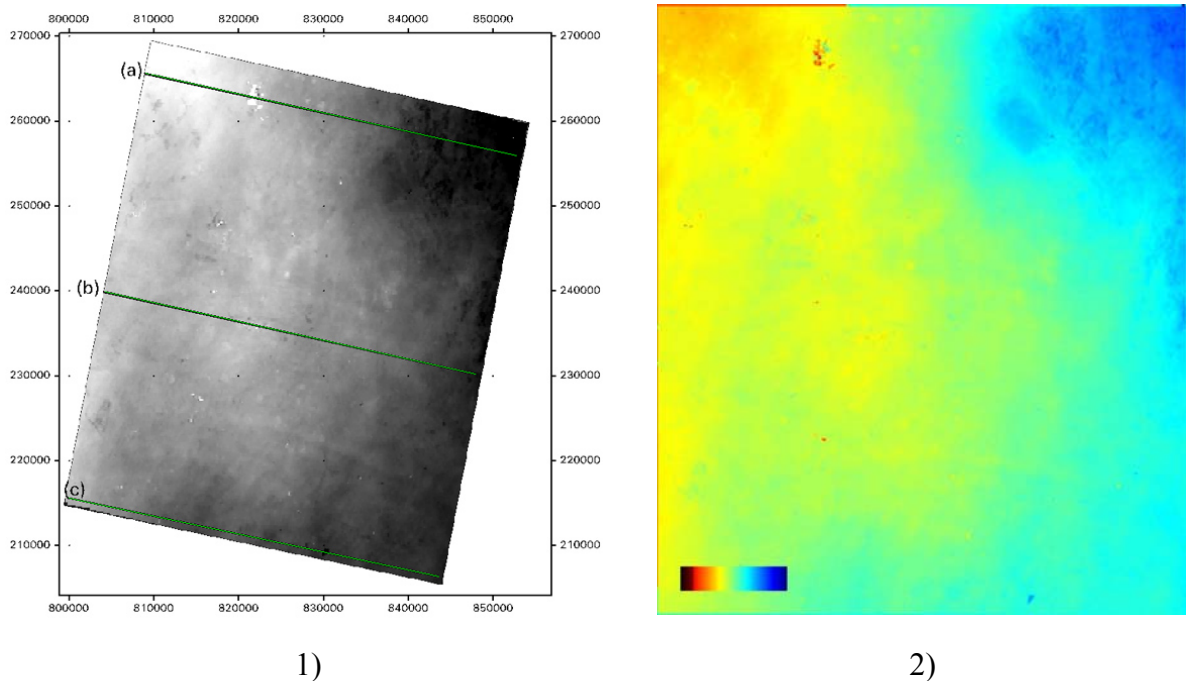
A két domborzat modell ránézésre hasonló, az egyetlen látványos különbség egy lyuk (adathiány) az interferometriából származó domborzat É-Ny sarka közelében.

	Referencia DEM	1995.10.27 tandem
minimum	83 m	-347 m
maximum	162 m	112 m
átlag	100.1 m	-60,5 m
medián	93 m	-72,6 m

7.2 táblázat: A domborzat modellek közötti statisztikai különbség

A képek statisztikáját elemezve azonban rögtön nyilvánvalóvá válik, hogy a 27.-ei felhős időjárás jelentősen befolyásolta az eredményt: az értékeket 50 méterrel lenyomta és ~5.5-szeresére széthúzta.

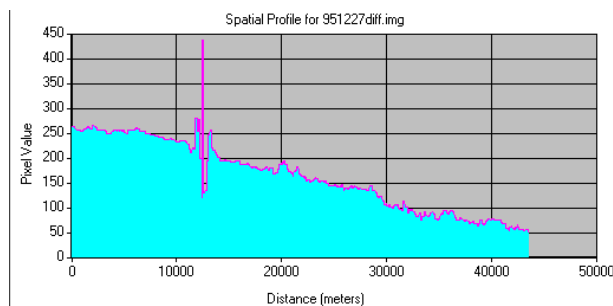
A két domborzat modell különbségképet elkészítve az eltérés jellegét meg lehet vizsgálni.



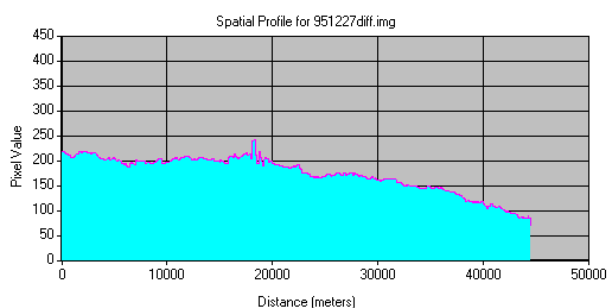
7.2 ábra: A domborzat modellek különbsége (1), és a kibontott fázis (2)

A 7.2 ábrán a referencia és az interferometrikus domborzat modell különbsége és az interferogram készítése során kapott fázis kibontás eredménye látszik. A hasonlóság jól látszik és megállapítható, hogy a jövőben az interferogram feldolgozásánál előre lehet jelezni az atmoszférikus hatást és a feldolgozás folytatásáról lehet dönteni.

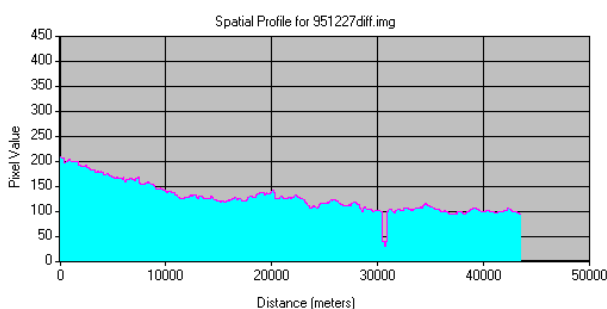
Megvizsgálva a domborzat modellek különbségét három helyen profil analízis végeztem a 7.2 ábrán jelzett helyeken, melynek eredménye a 7.3 ábrán látható.



a)



b)



c)

7.3 A különbség domborzat modell profilja az a, b és c vonal mentén

Megállapítható, hogy a domborzat modellek különbsége (kellően pontos referencia domborzat használatával) valóban felhasználható a légkör vízgőz-tartalmának nagyfelbontású térképezésére.

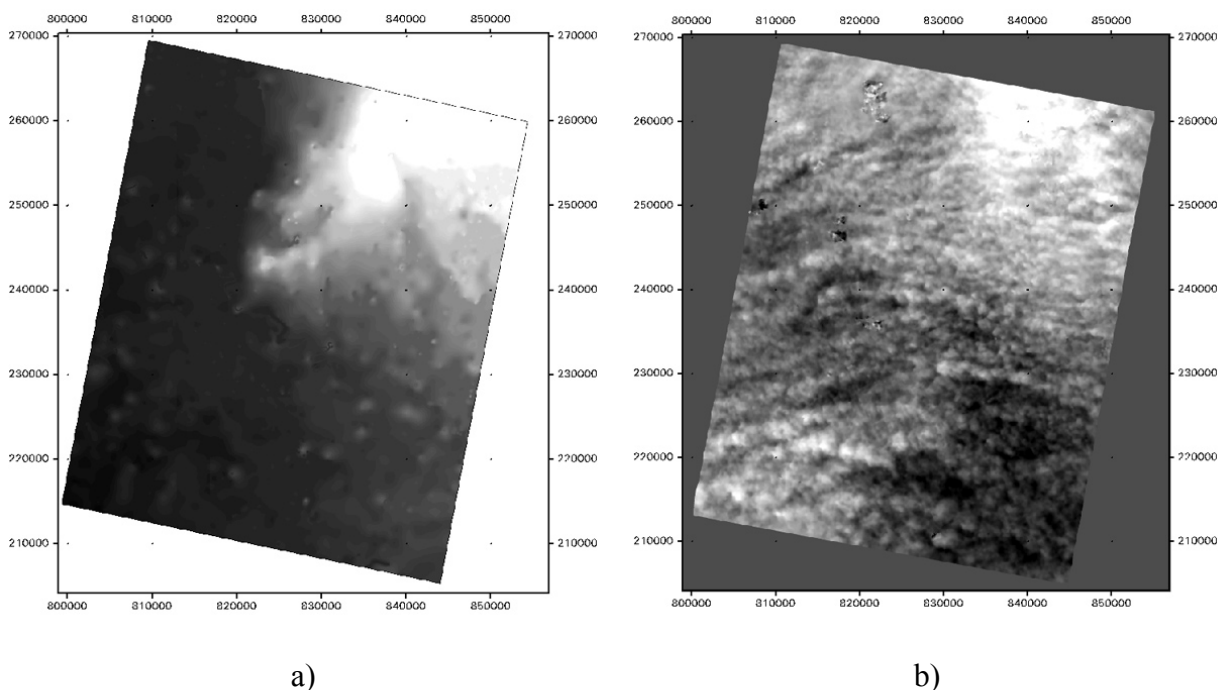
7.2 Az 1995 augusztus 18-19. tandem felvétel

A következő lépésben megvizsgáltam a nyári tandemet. Az időjárási adatokból látható, hogy a páratartalom magas és az eltérés nincs 2%. A napsütéses órák számában szintén kétszeres különbség van, és valamikor a nap során csapadék is hullott.

Orbit	ERS	Dátum	Csapadék	Hőmérséklet		Napsütés (Óra)	Vízgőz
				Min.	Max.		
21395	1	1995.08.18	2	15	29	6	16,4
1722	2	1995.08.19	0	18	31	12	16,7

7.3 táblázat: Az meteorológiai paraméterek az 1995. augusztus 18-19. kép-pár esetén

A referencia és az interferometrikus domborzat modell jelentősen különbözik, nyomokban a hasonlóság felismerhető, és egy fajta periodikus eltérés is felismerhető (7.4 ábra).



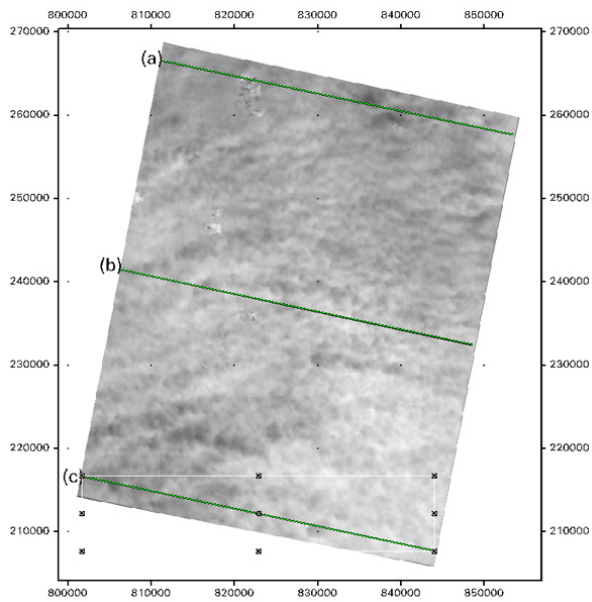
7.4 ábra: A referencia domborzat modell (a) és az interferometriával számított domborzat modell (b)

A domborzat modellek statisztikai vizsgálata alapján azt mondhatjuk, hogy a felhős időjárás felnagyította és eltolta a domborzat eredeti arányait (7.4 táblázat).

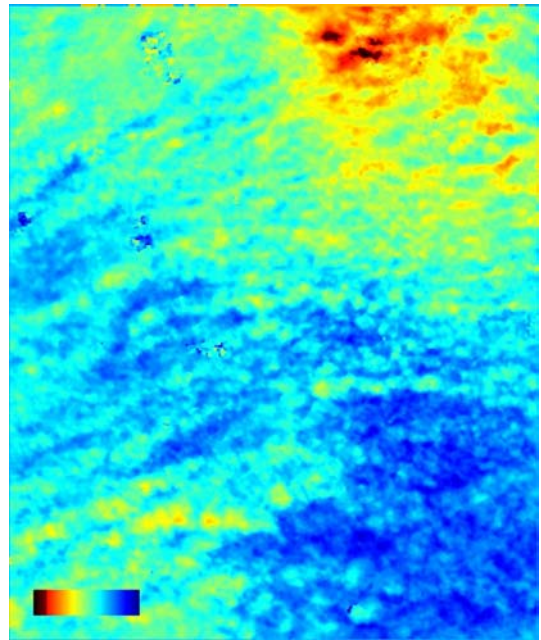
	Referencia DEM	19950818 tandem
minimum	83 m	-84 m
maximum	162 m	218 m
átlag	100.1 m	33,1 m
medián	93 m	31,6 m

7.4 táblázat: A domborzat modellek közötti statisztikai különbség

A referencia és az interferometrikus domborzat modell különbségét elkészítve és összevetve a fázis-kibontás eredményével, már nem olyan szembeszökő a hasonlóság.



1)



2)

7.5 ábra: A domborzat modellek különbsége (1), és a kibontott fázis (2)

A domborzat modellek különbség képén elvégezve a profil analízist (a 7.5 ábrán jelzett helyeken), az eredmény a 7.6 ábrán látható.

Felfedezhető egy 1500-2500 méter hullámhosszú jel, amely nagy valószínűséggel a gomolyfelhők helyzetét jelzi.

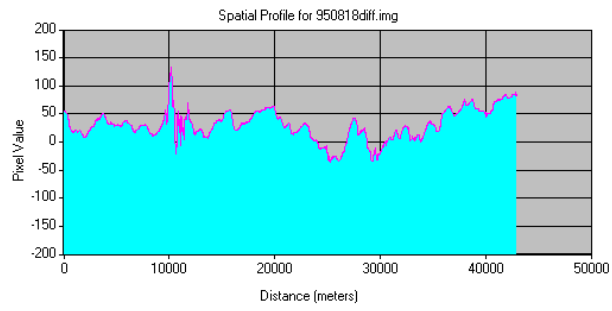
7.3 Összegzés

Az egy nap különbséggel készült (ún. tandem) kép-párok alapján domborzat modellt készítettem, és összehasonlítottam a referenciának választott 20m terepi felbontású (optikai eredetű) domborzat modellel.

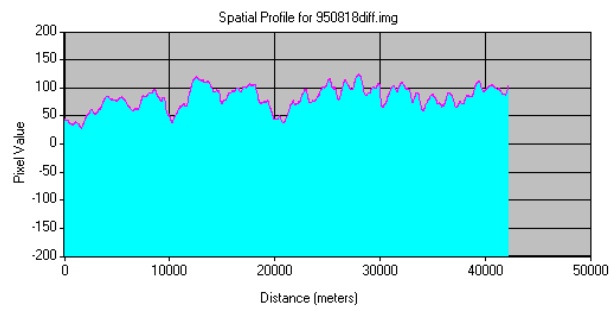
Megállapítottam, hogy a felhőfedettség annak ellenére használhatatlan eredményt okoz annak ellenére, hogy a páratartalom csak 2-6%-ban tért el a két felvételi időpont esetén.

Megállapítottam, hogy az eltérés

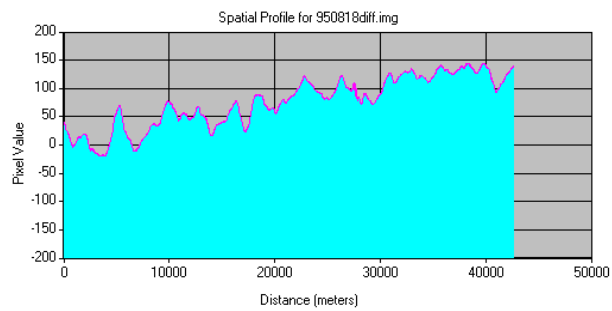
A további kép-párok kiválasztása során a vízgőz paraméter mellett a napsütéses órák számát is fokozottan vettem figyelembe.



a)



b)



c)

7.6 ábra: A különbség domborzat modell profilja (a), (b) és (c) vonal mentén

8. Az eredmények értékelése

A 6. pontban bemutatott interferometrikus eredmény komplex összehasonlítását végeztem el a FÖMI KGO kezelésében lévő adatokkal és referenciának választott süllyedés térképpel (Joó, 1995).

8.1 Szabatos szintezés

Magyarországon a jelenkori vertikális kéregmozgások intenzívebb vizsgálata a hatvanas évek második felében kezdődött, elsősorban a hagyományos technika felhasználásával. Ezek a munkálatok az akkori szocialista országok együttműködése keretében és a Szovjetunió Tudományos Akadémiája koordinálásával folytak (Joó, 1996). Az együttműködés eredményeként 1971-ben készült el Kelet-Európa jelenkori vertikális kéregmozgásának 1:2 500 000 léptékű térképe. Az ezt követő időszakban is – egészen 1990-ig – folytatódott a kelet-európai térség felszínmozgásainak vizsgálata (Joó, 1996).

Ugyanakkor 1975-től kezdődően elindult a Kárpát-Balkán Régió (KBR) vertikális mozgásainak részletesebb, 1:1 000 000 léptékű vizsgálata, melynek eredményeképpen 1985-ben megszületett a KBR függőleges irányú mozgástérképe. A KBR együttműködés 1991-92-ig tartott.

A korábbi mérések felhasználásával kifejezetten Magyarország területére 1995-ben elkészült egy még részletesebb függőleges irányú mozgás térkép 1:500 000 méretarányban (Joó ed., 1995). Az ismételt szintezések közül az első (Bendefy-féle szintezés) 1949-67 között, míg a második (0-ad rendű szintezés) 1975-79 között zajlott. Az átfogott időtartam így 13-27 évnek adódik (Joó, 1998). A felhasznált 2028 pont átlagosan 2-5km-re volt egymástól.

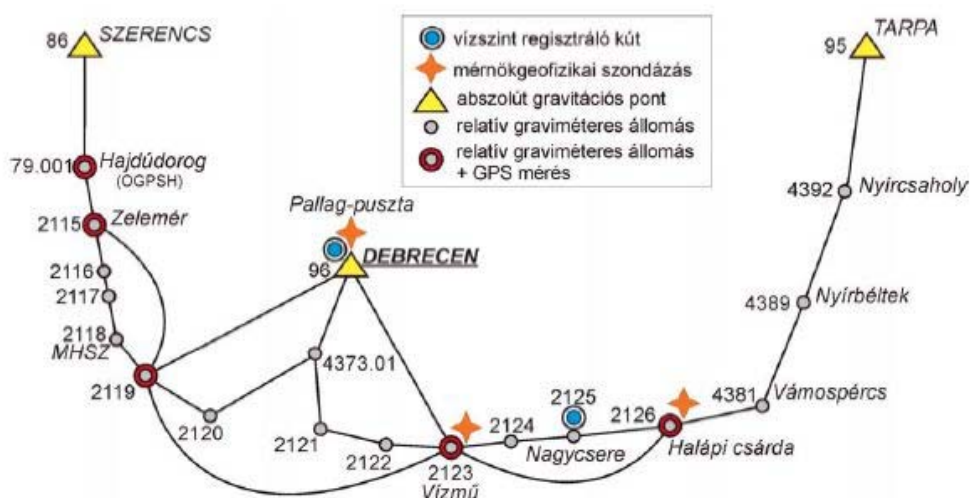
A jelenkori vízszintes kéregmozgást GPS mérések alapján határozták meg (Grenerczy et al., 2000, 2005).

8.2 A nehézségi erőter időbeli változásainak vizsgálata

A függőleges felszínmozgások során, a földfelszínen található pontok a Föld nehézségi erőterében más potenciálértékű helyre kerülnek, emiatt az elmozdult pontokban megváltozik a nehézségi erő értéke. A mai mérési pontosság mellett ez a változás már nem hagyható figyelmen kívül és a gravimetria mérési módszereivel ki is mutatható (Csapó és Völgyesi 2005).

A graviméter különbséget mér: az úgynevezett bázisállomás és a mindenkor mérési pont közötti nehézségi gyorsulások különbségét. A mérőműszer rugalmas tulajdonságainak,

alkatrészeinek változása miatt fellépő hatások összességét *driftnek* vagy *műszerjárásnak* nevezzük. Feltételezve, hogy a változás néhány órás időintervallumban lineárisnak tekinthető, a bázisállmáson ismételt mérésekkel a hatása korrigálható. A belső, pusztán a műszerből adódó és egyirányú változások mellett, lényeges lehet az árapály hatása is. Tetszőleges rögzített földrajzi helyen a radiális és a horizontális komponensek közelítőleg 12 órás, 24 órás, 14 napos és 6 hónapos periódusidejűek. Az első két tag a Föld forgásából, a harmadik a Hold keringéséből, az utolsó pedig a Földnek a Nap körüli keringéséből adódik. Az árapály hatása a bázisállomás eléggé rövid időközönkénti visszamérésével vagy táblázatból kiolvasva javítható. Az időbeli változások korrekciója után a mérési pontokat a különböző tengerszint feletti magasság, az eltérő földrajzi szélesség és a közeli topográfia hatása miatt is korrigálni kell (Meskó, 1989). A graviméteres mérések jelenlegi pontossága mellett a mérési eredmények kiértékelése során több tényezőt is figyelembe kell venni, például a talajvízszint ingadozását. Egy adott időpontban végzett graviméteres mérés eredményét a talajvízszint pillanatnyi állása is befolyásolja. Debreceni vizsgálatainknál ennek azért van különösen nagy jelentősége, mert feltételezhető, hogy a felszínmozgások jelentős részét a városi vízművek intenzív vízkivétele miatt fellépő talajtömörödés okozza.

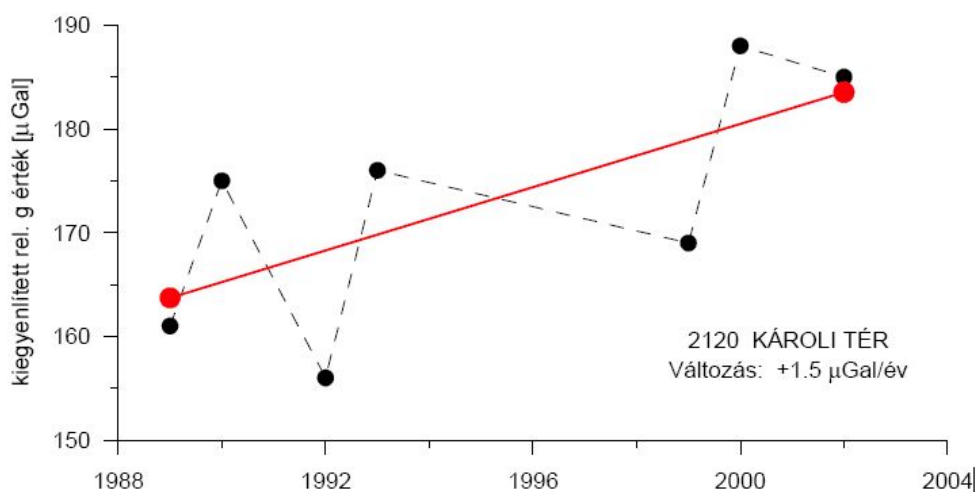


8.1 ábra: A debreceni graviméteres mozgásvizsgálat elhelyezkedése

A vízszint ingadozásából származó gravitációs hatást a 2002-es dunai árvíz idején különböző vízszinteknél végzett mérésekkel mutatta ki Csapó et al. (2003). A mérések során az egyik mérési pontot a vízparttól kb. 20 méterre, a másik pontot ettől mintegy 500 m távolságra volt. A mérésekből és ettől független számításokból arra az eredményre jutottak, hogy a parthoz közeli pontban 1m vízszintváltozásnak 27 μGal változás felel meg. A debreceni megfigyelőkútban tapasztalt maximális 1.47 m vízszint-ingadozás által okozott δg változásra 17.4 μGal (11.9 $\mu\text{Gal/m}$) érték adódik. Ez a hatás majdnem egy nagyságrenddel

nagyobb a g abszolút módszerrel történő meghatározásának megbízhatóságánál (Csapó és Völgyesi, 2005).

A 8.1. ábrán példaként a 2120 jelű mozgásvizsgálati pontra vonatkozó eredmény látható. Bár az egyes ciklusokban végzett mérések eredményei között meglehetősen nagyok az eltérések, a változás tendenciája már kirajzolódik. Az első három ciklusban az eredmények jelentős eltéréseinek több oka van. Egyrészt az 1989-92 közötti időszakban csak egyetlen graviméterrel végezték a méréseket, másrészt a talajvízszint változásait sem vették figyelembe. Az ábráról jól látható, hogy a terület napjainkban is süllyed, ugyanis a felszín süllyedésének a g növekedése felel meg (Meskó, 1989).



8.2 ábra. A gravitációs mérés eredménye a 2120 jelű pontban (Csapó és Völgyesi, 2005)

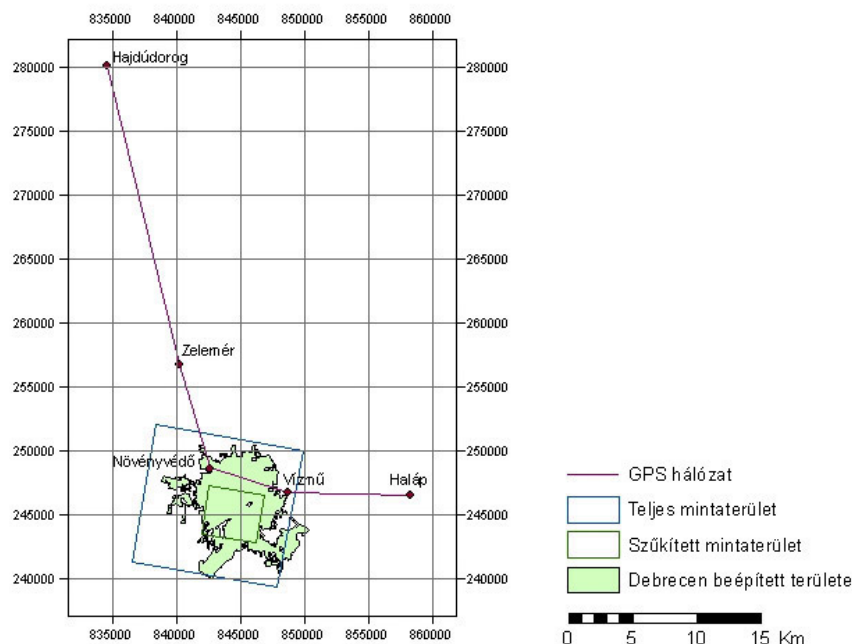
A graviméteres mérések kimutatták a süllyedés tényét. Megállapítható, hogy olyan esetekben, amikor a felszíni elmozdulások mindössze néhány mm/év nagyságúak, még komplex vizsgálatokkal is csak hosszabb időn keresztül végzett ismételt mérésekkel lehetséges a nehézségi erőter lokális időbeli változásainak kimutatása (Csapó és Völgyesi, 2005).

8.3 GPS hálózat

A GPS hálózat kialakítása a gravitációs mérések kiegészítésére történt, ezért a gravitációs mérési pontokra kerültek a GPS mérési pontok. Ennek megfelelően a szélső pontos méréshez szükséges követelményeket nem alakították ki, csak a kevésbé rossz pontokat válogatták ki.

Mozgásvizsgálat referenciapontjának a hajdúdorogi HAJD jelű GPS kerethálózati pontot választották. A feldolgozásba a penci permanens GPS állomás adatait is bevonták, azonban az első mérés óta vevőt és antennát is cseréltek. Az antenna cserével a fáziscentrum

is megváltozott, ez azonban jól modellezhető, illetve a permanens észlelés miatt az eltérés jól látható és korrigálható.



8.3 ábra. A kialakított GPS hálózat

Az újonnan telepített permanens állomások (Püspökladány, Nyírbátor, Füzesabony) - amennyiben stabilnak bizonyulnak - a következő mérési kampányba már bevonhatók lesznek.

Az eddig lefolytatott és értelmezett három mérési kampány még nem alkalmas a mozgás kimutatására. Ennek oka az, hogy kevés idő telt el az első mérés óta, ráadásul a hálózat nem optimális volta további plusz mérési időt igényel.

8.4 Az összevetés eredménye

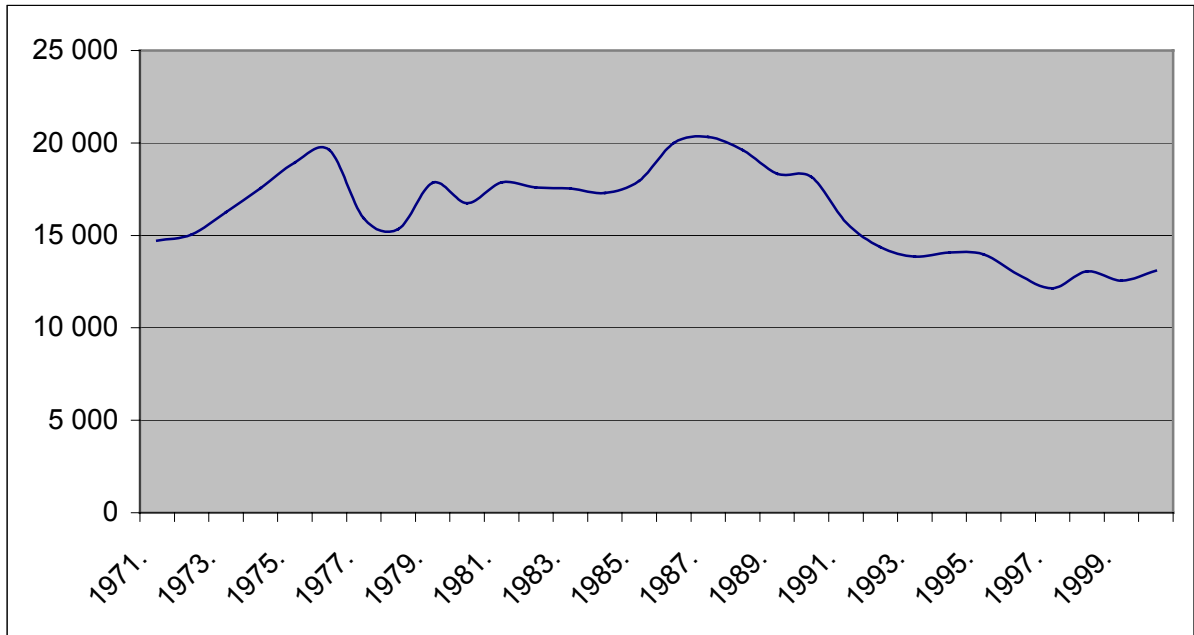
Az összehasonlítás alapján kijelenthető, hogy térbeli felbontásban egyik módszer sem versenyezhet az interferometriával (~ 1000 pont/km²). A GPS és a graviméteres mérés eleve pontszerű, a szabatos színtezés pedig országosan 2028 pont alapján készült.

Megállapítható, hogy a GPS mérések 6 év alatt nem mutatnak értelmezhető mozgást.

Megállapítható, hogy a gravimetriai mérések süllyedést mutatnak, ám a pontok nagy szórása miatt kérdéses az eredmény pontossága.

Az interferometria további előnye, hogy kész adatsorok várakoznak az archívumokban: 1992-2002 között az ERS-, 2002 után az Envisat műhold adatait lehet használni. Ez az jelenti, hogy jelen pillanatban (2007. február) közel 16 évet átfogó, 35 naponként bővülő, adatbázis áll készen a felhasználásra.

Az interferometriából kapott 1992-2000 közötti időszakra vonatkozó átlagos vertikális mozgás $-15,9$ mm/év és $5,4$ mm/év közötti értékeket mutat, az átlag $-9,5$ mm/év. Ez némileg magasabb, mint a szabatos szintezéssel kapott érték.



8.4 ábra: A debreceni vízmű által kitermelt rétegvíz időszora 1971-2000 között (ezer m³)

Debrecen esetén feltételezhető, hogy a felszínmozgások jelentős részét a városi vízmű intenzív vízkivétele miatt fellépő talajtömörödés okozza. Megvizsgálva a vízkivétel időbeli alakulását (8.4 ábra), látható hogy jelentős ingadozásokat mutat. Ezért feltételezhető, hogy a süllyedés mértéke is mutatni fog valamilyen időbeli ingadozást. Ezt a jelenséget a jövőben tervezem vizsgálni és kimutatni.

9. Összegzés

Elemeztem a kép-párok közötti koherencia viszonyokat. A kiválasztott 12km*10km-es mintaterület tartalmazza Debrecen egész városát. Az elemzés során, több kép-pár alapján megállapítottam, hogy a növényzettel fedett területen olyan mértékű koherencia veszteség lép fel, hogy a feldolgozás pontossága érdekében ki kell zárni az adott pontot a további vizsgálatból. A tapasztalatok szerint így a pontok 85% is elveszett. A következő lépésben szűkítettem a mintaterületet 4km*3km méretűre, amely így csaknem teljesen beépített, és a növényzet hatása már nem dominál.

Elemeztem az atmoszférikus hatást. Az egy nap különbséggel készült (ún. tandem) kép-párok alapján domborzat modellt készítettem, és összehasonlítottam a referenciának választott 20m terepi felbontású (optikai eredetű) domborzat modellel. Megállapítottam, hogy a felhő fedettség (napsütéses órák száma különbözik) annak ellenére használhatatlan eredményt okoz, hogy a páratartalom csak 2-6%-ban tért el a két felvételi időpontban. A további kép-párok kiválasztása során a vízgőz paraméter mellett a napsütéses órák számát is fokozottan vettem figyelembe.

Elkészítettem és értelmeztem a szűkített debreceni mintaterületen az 1992-2000 közötti felszínmozgás térképet. Első lépésben 5 kép-pár alapján elkészítettem az 1992-93, 1993-96, 1996-97, 1997-98 és az 1998-2000 évekre a mozgástérképet. Elkészült a 1993-95 évre is a mozgástérkép, azonban a kapott értékek alapján feltételezhető, hogy az atmoszférikus hatás befolyásolta az interferogramot. Mivel jelenleg az atmoszféra hatását nem lehet korrigálni, a további feldolgozásból kizártam a képpárt. A többi kép-pár esetén, a véletlenszerű hibák csökkentése érdekében átlagot képeztem.

Megállapítottam, hogy a vizsgált területen a vizsgált időszak alatt a felszín mozgása $-15,9$ mm/év és $+5,4$ mm/év közé esik, az átlagos mozgás pedig $-9,5$ mm/év.

Komplex összehasonlítást végeztem a szabatos szintezés, a graviméteres mérések, a GPS mérések eredményei és az interferometrikus eredmény között, ennek során megállapítottam, hogy az GPS méréseket az eddig lefolytatott mérési kampányok alapján még nem lehet értelmezni. Megállapítottam, hogy a graviméteres eredmények jelzik már a süllyedés tényét, de mértékét az adatok szórása miatt még nem lehet megadni. Megállapítottam, hogy a szabatos szintezéssel kapott eredmények pontosságban meghaladják az interferometria pontosságát, azonban területi felbontásban nem. A szűkített mintaterület 8 400 - 10 100 pont alapján lett értelmezve. Megállapítottam, hogy az interferometriai

eredményen az emelkedések közelében nagy süllyedések helyezkednek el. Értelmezésem szerint ez amiatt lehetséges, hogy a felhasznált domborzat modell nem tartalmazza az épített környezetet, ezért amikor abban változás történik, azt a feldolgozó szoftver magasság-változásnak értelmezi. Abban az esetben, ha a változás mértéke olyan nagy hogy fázisugrást okoz, akkor a feldolgozó szoftver már erős süllyedést jelez. A Joó-féle süllyedést meghaladó értékeket vizsgálva megállapítottam, hogy azok egy része épületekre esik, így nem lehet kizárni, hogy a mért értékben az épület saját süllyedése is megjelenik.

INTEGRATING MICROWAVE REMOTE SENSING DATA INTO SURFACE INVESTIGATIONS

(SUMMARY)

(Application of radar interferometry in surface deformation detection)

The primary objective of my work was to construct and interpret a surface movement map of the period 1992-2000 near Debrecen, East-Hungary and compare it with results of other techniques. Surface deformation monitoring with standard monitoring technique, such as surveying and geotechnical methods, can provide accurate and precise information on the position and velocities of discrete points on deforming surface. However, these techniques require expensive and highly specialised equipment. Thus remote sensing techniques, such as satellite radar interferometry can provide a cheaper and fast alternative. Satellite-born radar data were bought from ESA and processed with Doris Interferometric Software Package to create a number of interferometry products such as coherence map, interferograms and differential interferograms. These products were analysed to determine the rate of surface deformation. The initial sample site had to be reduced due to occurrence of high temporal decorrelation caused by changes in vegetation. The reduced sample site is 4x3 km, providing an almost completely built-up area, where the effect of vegetation is not dominant.

As a first step surface movement maps were constructed for 1992-2000 based on 6 image-pairs. In case of one image-pair (1993-95), the results suggested that atmospheric effects significantly affected the interferogram. As recently a technique for correction of atmospheric effects is not available, the affected image-pair was excluded from further processing. In order to avoid random error, an average value of the rest of the image-pairs was applied. It was revealed that during study period land movement on sample area fell within the range $-15,9$ mm/year and $+5.4$ mm/year, while average movement was $-9,5$ mm/year.

Complex comparison was carried out among results of high-precision levelling, gravity measurements, GPS measurements and interferometric measurements. GPS measurement results of campaigns carried out so far were found not to be interpretable. It was found that gravity measurements are able to indicate the fact of subsidence, but are unable to detect its extent due to high standard deviation of data. It was revealed that accuracy of high precision levelling results is higher than that of interferometric measurements, however their geometric resolution stays well behind that of interferometry results.

Uprises were found to result from the incompleteness of applied DEM, which does not include buildings, thus processing software interprets changes in height of buildings as vertical surface movements.

Irodalomjegyzék

- Amelung, F., S. Jonsson, H. Zebker and P. Segall (1999a) Prospects of volcano geodesy with ERS SAR radar interferometry, *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry (Fringe'99), Advancing ERS SAR Interferometry from Applications Towards Operations*, ESA Publications Division, Liege, Belgium, CD-ROM
- Amelung, F., D. L. Galloway, J. W. Bell, H. Zebker and R.J. Laczniaik (1999b): Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. *Geology*, Vol. 27, No. 6, 483-486.
- Amelung, F., S. Jonsson, H. Zebker and P. Segall (2000): Widespread uplift and „trapdoor” faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry, *Nature*, Vol. 407, 993-996.
- Amelung, F. and J. W. Bell (2003): Interferometric synthetic aperture radar observations of the 1994 Double Spring Flat, Nevada, earthquake (M5.9): main shock accompanied by triggered slip on a conjugate fault, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, Mo. B9, 10.1-10.11.
- Bamler, R. and P. Hartl (1998): Synthetic Aperture Radar Interferometry, *Inverse Problems*, No. 14, R1-R54
- Bamler, R. and D. Just (1993): Phase Statistics and Decorrelation in SAR Interferometry, *Proceedings of IGARSS'93*, Japan, 980-984
- Barmettler, A., P. Pasquali, D. Small and D. Nüesch (1996): Cross-Compatibility of ERS-SLC Products, *Proceedings of the Fringe'96 workshop on ERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, Vol.2, 129-138
- Berardino, P., A. Borgia, G. Fornaro, R. Lanari, E. Sansosti and M. Tesauro (2000): Anticline Growing Beneath the Urban Area of Catania (Italy) Measured by SAR Interferometry, *Proceedings of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 2218-2220
- Berardino, P., G. Fornaro, R. Lanari, E. Sansosti and M. Tesauro (1999): Long Term Effects in Volcanic Areas Observed by Differential SAR Interferometry, *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry Fringe'99, Advancing ERS SAR Interferometry from Application Towards Operations*, ESA Publication Division, Liege, Belgium, CD-ROM
- Bezerra-Candeias, A.L., J.C. Mura, L. Dutra and J.R. Moreira (1995): Interferogram Phase Noise Reduction Using Morphological and Modified Median Filters, *Proceeding of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 264-266

- Bonforte, A., A. Ferretti, C. Prati, G. Puglisi and F. Rocca (2001): Calibration of Atmospheric Effects on SAR Interferograms by GPS and Local Atmosphere Models: First Results, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, No. 63, 1343-1357
- Buttkus, B. (2000): Spectral Analysis and Filter Theory in Applied Geophysics, *Springer*, Berlin, New York, 667
- Capes, R. (1999): Optimising the InSAR Data Supply Chain for Commercial Applications in Ground Displacement Detection, *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry Fringe'99, Advancing ERS SAR Interferometry from Application Towards Operations*, ESA Publication Division, Liege, Belgium, CD-ROM
- Carnec, C., and C. Delacourt (1999): Tree Years of Mining Subsidence Monitored by SAR Interferometry, near Gardanne, France, *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry Fringe'99, Advancing ERS SAR Interferometry from Application Towards Operations*, ESA Publication Division, Liege, Belgium, CD-ROM
- Csapó, G., Völgyesi L. (2005): Geodéziai és geofizikai módszerek együttes alkalmazása a nehézségi erőter időbeli változásának vizsgálatára, *Geomatikai Közlemények VIII*, 191-199
- Chabalier, J. B., J. Campos, S. Bonvalot, M. Chlieh, J. C. Ruegg, R. Armijo, O. Charade and A. Nercessian (2004): Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations, *Geophys. J. Int.*, 158, doi,10.1111,.
- Chen, C.W. and H.A. Zebker (2000): Two-Dimensional Phase Unwrapping With Use of Statistical Models for Cost Functions in Nonlinear Optimization, *Journal of the Optical Society of America, A*, Vol. 18, 338-351
- Chen, C.W. and H.A. Zebker (2000): Network Approach to Two-Dimensional Phase Unwrapping: Intractability and Two New Algorithms, *Journal of the Optical Society of America, A*, Vol. 17, 401-414
- Chlieh, M., J. B. Chabalier, J. C. Ruegg, R. Armijo, R. Dmowska, K. L. Feigl and J. Campos (2002): The loading and the relaxation processes in the northern Chile subduction zone using SAR interferometry and GPS measurements, *Symposium ISAG*, Toulouse,
- Cohen, D.A., S.J. Deverel and L.A. Johnson (1998): Feasibility Study of Differential SAR Interferometry for Subsidence Monitoring in the Sacramento-SanJoaquin Delta, *Proceedings of IGARSS'98*, Seattle, USA, 1629-1631
- Curran, P.J. (1985): Principles of Remote Sensing. *Longman*, Harlow.

- Csapó, G., Völgyesi L. (2005): Geodéziai és geofizikai módszerek együttes alkalmazása a nehézségi erőter időbeli változásának vizsgálatára, *Geomatikai Közlemények*, VIII, 191-99.
- Csapó, G. and L. Völgyesi (2003): Determination and reliability estimation of vertical gradients based on test measurements (In: *Gravity and geoid 2002*, Ed by I.N.Tziavos). ZITI editions, Thessaloniki, 84-89.
- Cumming, I. J.L. Valero, P. Vachon, K. Mattar, D. Geudter and L. Gray (1996): Glacier Flow Measurements with ERS Tandem Mission Data, *Proceedings of the Fringe'96 Workshop on ERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, Vol. 1, 353-362
- Dammert, P.B.G., M. Lepparata, and J. Askne (1997): Sea Ice Displacement Measurements by ERS-q SAR Interferometry, *Proceedings of the Third ERS Symposium*, Florence, <http://earth.esa.int/workshops/ers97/papers/dammert> (2007. 02. 21.)
- Debao, M., L. Wugao and L. Zhongxin (1999): A New Method to Estimate Doppler Parameters for Synthetic Aperture Radar in Target Echo Signal, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 521-523
- Delft Getorb Software (2002): ERS Precise Orbits Determination: Tool and Software, <http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/tools>. (2007. 02. 21.)
- Delft Precise Orbits Service (2002): ERS Precise Orbits Determination, <http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs> (2007. 02. 21.)
- Ding, X., S.B. Mongomert, M. Tsakiri, C.F. Swindells and R.J. Jewel, (1998): Integrated Monitoring System for Open Pit Wall Deformation, *Meriwa report*, No. 186, Australian Centre for Geomechanics, Perth, Australia, 114
- Dixon, T. H. (ed. 1994): SAR Interferometry and Surface Change Detection, *Report of a Workshop Held in Boulder, Colorado: February 3-4, 1994* <http://southport.jpl.nasa.gov/scienceapps/dixon/index.html> (2007. 02. 21.)
- Dzurisin, D. (2000): A Comprehensive Approach to Monitoring Volcano Deformation as a window on the Eruption Cycle, *Review of Geophysics*, Vol. 41, No. 1, 1.1-1.15.
- Elachi, C. (1980): Spaceborne imaging radar, geologic and oceanographic applications, *Science*, 209, 1073-1082.
- Erismann, J., M. van de Kooij and B. Hulshof (1999): Commercial Application of SAR Interferometry for Change Detection. *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry Fringe'99, Advancing ERS SAR Interferometry from Application Towards Operations*, ESA Publication Division, Liege, Belgium, CD-ROM

- ESA Descw (2006): Offline Catalogue and Image Browser Home Page, <http://earth.esa.int/descw> (2007.02.21)
- Feigl, K.L., J. Gasperi, F. Sigmundsson and A. Rigo (1999): Crustal Deformation Near Hengill Volcano, Iceland 1993-1998: Coupling Between Volcanic and Faulting Inferred from Elastic Modelling of Satellite Radar Interferograms, *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry Fringe'99, Advancing ERS SAR Interferometry from Application Towards Operations*, ESA Publication Division, Liege, Belgium, CD-ROM
- Ferencz, Cs., (1996) Elektromágneses hullámterjedés, Akadémiai Kiadó, Budapest. 1138o.
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (2001): Permanent Scatters in SAR Interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, No. 1, 8-20
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (2000): Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatters in Differential SAR Interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 5, 2202-2212
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (1999a): Permanent Scatters in SAR Interferometry. *Proceeding of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 1528-1530
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (1999b): Multibaseline InSAR DEM Reconstruction: The Wavelet Approach, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No. 2, 705-715
- Fitch, J.P. (1988): Synthetic Aperture Radar, *Springer-Verlag*, New York, USA, 170
- Fielding, E.J., M. Talebian, P.A. Rosen, H. Nazari, J.A. Jackson, M. Ghorashi, and M. Berberian (2005): Surface ruptures and building damage of the 2003 Bam, Iran earthquake mapped by satellite synthetic aperture radar interferometric correlation: *Journal of Geophysical Research*, v. 110, no. B3, p. 302.
- Francis, O., and P. Mazzega (1990): Global charts of ocean tides loading effects, *J. Geophys. Res.*, 95, 11411-11424.
- Franceschetti, G. and R. Lanari (1999): Synthetic Aperture Radar Processing, *CRS Press*, New York, USA, p307.
- Fruneau B., J-P. Rudant, D. Obert and D. Raymond (1999): Small Displacement Detected by SAR Interferometry on the City of Paris (France), *Proceeding of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 1943-1945.
- Fruneau B., Ch. Delacourt and J. Achache (1996): Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry, *Proceedings of the Fringe 96 Workshop on ERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, Vol.1 pp.21-27.

- Gabriel, A.K. and R.M. Goldstein (1988): Crossed Orbit Interferometry: Theory and Experimental Results from SIR-B, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 9, No. 5, 857-872.
- Gabriel, A.K., R.M. Goldstein and H.A. Zebker (1989): Mapping snal elevation changes over large areas: differential radar inteferometry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, 9183-9191.
- Ge, L., H.Y. Chen, S. Han and Ch. Rizos (2001a): Integrated GPS and Interferometric SAR techniques for High Dense Crustal Deformation Monitoring, *Proceedings of the 14th International Technical Meeting of the Satellite Division of the U.S. Institute of Navigation*, Omni Press, 11-14 September, Salt Lake City, Utah, USA, CD_ROM.
- Ge, L., Ch. Rizos, M. Omura and S. Kobayashi (2001b): Integrated Space Geodetic Techniques for Monitoring Ground Subsidence due to Underground Mining, *5th International Symposium on Satellite Navigation Technology and Applications*, Camberra, Australia, CD-ROM.
- Ge, L., Ch. Rizos, S. Han and H. Zebker (2001c): Mine Subsidence Monitoring Using the Combined InSAR and GPS Approach, *10th FIG International Symposium on Deformation meassurements*, Orange, California, CD-ROM.
- Ge, L., S. Han and Ch. Rizos (2000): The Double Interpolation and Double Prediction (DIDP) Approach for InSAR and GPS Integration, *19th International Society of Photogrammetry and Remote Sensing Congress*, Amsterdam, Holland, 205-212.
- Ghiglia, D.C and M.D. Pritt (1998) Two-Dimensional Phase Unwrapping, Theory, Algorithms and Software, *John Wiley & Sons, Inc.*, New York, USA, p493.
- GMT (2004): The Generic Mapping Tool, <http://gmt.soest.hawaii.edu> (2007. 02. 21.)
- Goldstein, R.M. and C.L. Werner (1998): Radar Interfrogram Filtering for Geophysical Applications, *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 21, 4035-4038.
- Goldstein, R.M., H. Engelhardt, B. Kamb, and R.M. Frolich (1993): Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion, application to an Antarctic ice stream, *Science*, 262, 1525-1530.
- Goldstein, R.M., H.A. Zebker, and C.L. Werner (1988): Satellite radar interferometry, two-dimensional phase unwrapping, *Radio Science*, 23, 713-720.
- Graham, L. C. (1974): Synthetic interferometer radar for topographic mapping, *Proc. IEEE*, 62, 763-768.

- Gray, A.L., K.E. Mattar and G. Sofko (2000): Influence of Ionospheric Electron Density Fluctuations on Satellite Radar Interferometry, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 10, 1451-1454.
- Grenerczy Gy., G. Sella, S. Stein, and A. Kenyeres (2005): Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L16311, doi:10.1029/2005GL022947.
- Grenerczy Gy., Kenyeres A., Fejes I. (2000): Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements, *Journal of Geophysical Research* Vol. 105, No. B9, pp. 21,835-21, p846.
- Haarpainter, J., C. Kergomand, J-C. Gascard and P.M. Haugan (2000): Sea Ice Dynamics Observed by ERS-2 SAR Imagery and ARGOS Buoys in Storfjorden, Svalbard, *Proceedings of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 467-469.
- Hanssen R.F. (2001): Radar Interferometry Data Interpretation and Error Analysis, *Kluwer Academic*, Dordrecht, p308.
- Hanssen R.F. and R. Bamler (1999): Evaluation of Interpolation Kernels for SAR Interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No. 1, 318-321.
- Hanssen R.F., T.M. Weckwerth, H.A. Zebker and R. Klees (1999): High Resolution Water Vapor Mapping from Interferometric Radar Measurements, *Science*, Vol. 283, 1297-1299.
- Hanssen R.F. and A. Feijt (1996): A first Quantitative Evaluation of Atmospheric Effects on SAR Interferometry, *Proceedings of the 'Fringe 96' Workshop on ERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, Vol.1, 277-282.
- Haynes, M., R. Capes, G. Lawrence, A. Smith, D. Shilton, and G. Nicholls (1997): Major Urban Subsidence Mapped by Differential SAR Interferometry, *Proceedings of the 3rd ERS Symposium*, Florence, <http://earth.esa.int/workshops/ers97/papers/capes> (2007.02.21.)
- Henderson, F.M. and A.J. Lewis (eds. 1998): Principles & Applications of Imaging Radar: Manual of Remote Sensing, 3rd ed. Vol. 2, *John Wiley & Sons, Inc.*, New York, USA, p750.
- Holley, R., G. Wadge, M. Zhu (2005): InSAR measurements of volcanic deformation at Etna – forward modelling of atmospheric errors for interferogram correction, *Proceedings of the 'Fringe 2005' Workshop on ERS SAR Interferometry*, Frascati, Italy, http://earth.esa.int/fringe2005/proceedings/presentations/567_holley.pdf (2007.02.21)

- Hopfield, H.S. (1971): Tropospheric Effects on Electromagnetically Measured Range: Prediction from Surface Data, *Radio Science*, Vol. 6, No. 3, 357-367.
- Jensen, H., L. C. Graham, L. J. Pocello, and E. N. Leith, Side-looking airborne radar, *Scientific American*, 237, 84-95. 1977.
- Joó I. (1998): Magyarország függőleges irányú mozgásai. *Geodézia és Kartográfia*, Vol. 50, No. 9, 3-9.
- Joó I. (1996): A földfelszín magasságirányú mozgásai Magyarországon. *Geodézia és Kartográfia*, Vol. 48, No. 4, 6-12.
- Joó I. (ed. 1995): The National Map of Vertical Movements of Hungary. **SE, FFFK**, Székesfehérvár, scale 1:500 000.
- Joó I. (1992): Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin (Jelenkorifüggőleges felszínmozgások a Kárpát-medencében). *Tectonophysics*, Vol. 202 (2-4):129-134.
- Joó I. (editor in chief, 1991): Map of Horizontal Gradients of Velocities of RVM in the Carpatho-Balkan Region is based on measured data. *Cartographia*, Budapest, scale 1:1 million.
- Just, D. and R. Bamler (1994): Phase Statistics of Interferograms with Applications to Synthetic Aperture Radar, *Applied Optics*, Vol. 33, No. 20. 4361-4368.
- Kampes B. (2000): Delft Object-oriented Radar Interferometric software, User's Manual and technical Documentation, Delft Institute for Earth-Oriented Space Research – Delft University of Technology, The Netherlands.
- Kampes B., Usai S. (1999): Doris: The Delft Object-oriented Radar Interferometric software. *In: proceedings ITC 2nd ORS symposium*, August 1999. (CDROM).
- Kobayashi, S., N. Fujii and S. Okubo (1999): Detection of Volcano Deformations and Coseismic Movements Using JERS-1 L-Band SAR Differential Interferometry: Combination with Other Geodetic Measurements, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 800-802.
- Lanari, R., P. Lundgren and E. Sansosti (1998): Dynamic Deformation of Etna Volcano Observed by Satellite Radar Interferometry, *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 10, 1541-1544.
- Lee. H. and J.G. Liu (1999): Spatial Decorrelation due to Topography in the Interferometric SAR Coherence Imagery, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 485-487

- Lee, J-S., P. Papathanassiou, T.L. Aintsworth, R. Grunes and A. Reigber (1998): A New Technique for Noise Filtering of SAR Interferometric Phase Images, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 36, No. 5, 1456-1464.
- Lee, J-S., K.W. Hoppel, S.A. Mango and A.R. Miller (1994): Intensity and Phase Statistics of Multilook Polarimetric and Interferometric SAR Imagery, *IEEE Transaction on Aerospace and Electronic System*, Vol. 32, No. 5, 1017-1028.
- Li, F., and R. M. Goldstein (1990): Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 28, 88-97.
- Lillesand, T.M. and R.W. Kiefer (2000): Remote Sensing and Image Interpretation, 4th ed. *John Wiley & Sons, Inc.*, New Your, USA, 724p.
- Loffeld, O. and R. Krämer (1999): Phase Unwrapping for SAR Interferometry, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 1715-1717.
- Logan, A.S., E. Villaescusa, V.R. Stampton, M.A. Struthers and M.L. Bloss (1993): Geotechnical Instrumentation and Ground Behavior Monitoring at Mount Isa, in: *Szwedzicki, T. (ed.) Geotechnical Instrumentation and Minitoring in Open Pit and Underground Mining*, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 331-338.
- Madsen, S.N. (1989): Estimating the Doppler Centroid of SAR Data, *IEEE Transaction on Aerospace and Electronic System*, Vol. 25, No. 2, 134-140.
- Madsen, S.N., J.J. Mohr and N. Reeh (1999): Mapping Greenland by ERS-1/2 InSAR for Mass Ice Balance and Dynamics Study, *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry Fringe'99, Advancing ERS SAR Interferometry from Application Towards Operations*, ESA Publication Division, Liege, Belgium, CD-ROM.
- Mann, D., J. Freymueller. Z. Lu (2002): Deformation Associated with the 1997 Eruption of Okmok Volcano. Alaska, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. B4, 7.1-7.13
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, and T. Rabaute (1993) The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, 138-142.
- Massonnet, D., and T. Rabaute (1993): Radar Interferometry: Limits and Potential, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens*, Vol 31, No. 2, 455-464.
- Massonnet, D., F. Adragna and M. Rossi (1993): CNES General-Purpose SAR Correlator, *IEEE Transaction on Aerospace and Electronic System*, Vol. 32, No. 3, 636-643.
- Massonnet, D., K. Feigl, M. Rossi, and F. Adragna (1994): Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake, *Nature*, 369, 227-230.

- Massonnet, D., P. Briole, and A. Arnaud (1995): New insights on Mount Etna from 18 months of radar interferometric monitoring, *Nature*, 375, 567-570.
- Massonnet, D., and K. L. Feigl (1998): Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface, *Reviews of Geophysics*, Vol. 36, No. 4, 441-499,
- Massonnet, D., and K. L. Feigl (1995a): Discriminating geophysical phenomena in satellite radar interferograms, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, No 12, 1537-1540.
- Massonnet, D., and K. L. Feigl (1995b): Radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M=6.1 Eureka Valley, California earthquake of May 17, 1993, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, No 12, 1541-1544.
- Meskó, A. (1989): Bevezetés a geofizikába, *Tankönyvkiadó*, Budapest, 1989
- Mihály, Sz. (1996): Description Directory of the Hungarian Geodetic Reference.. In: *GIS-Geo-Informationssysteme*, 9, 30-34.
- Mohr, J.J. and S.N. Madsen (1996): Multi-pass Interferometry fir Studies of Glacier Dynamics, *Proceedings of the 'Fringe 96' Workshop onERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, Vol. 1, 345-352.
- Nakagawa, H., M. Murakami, S. Fujiwara and M. Tobita (2000): Land subsidence of the northern Kanto Plains caused by ground water extraction detected by JRTS-1 Sar interferometry, *Proceeding of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 2233-2235.
- Oliver, Ch. and S. Quegan (1998): Understanding Synthetic Aperture Radar Images, *Artech House*, Boston, USA, p479.
- Peltzer, G., and P. Rosen (1995): Surface deformation associated with the May 17, 1993 Eureka Valley, California earthquake observed by SAR interferometry, *Science*, Vol. 268, 1333-1336.
- Peltzer, G., K. Hudnut, and K. Feigl (1994): Analysis of coseismic surface displacement gradients using radar interferometry, new insights into the Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 99, 21971-21981.
- Petrik, O. (2007) Műholdas radar-interferometria hazai alkalmazása: felszínüllyedés-vizsgálat Debrecen környékén. *Geodézia és Kartográfia*, In press
- Perski, Z. (2000): The Interpretation of ERS-1 and ERS-2 InSAR Data for the Mining Subsidence Monitoring in Upper Silesian Coal Basin, Poland, *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 33, 1137-1141.
- Prati C., Rocca F. (1994): DEM generation with ERS-1 interferometry. In: Sanso F (ed): *International Association of Geodesy Symposia*, 114, 19-26.

- Prati C., Rocca F. (1990): Limits to the Resolution of Elevation Maps from Stereo SAR Images, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 11, No. 12, 2215-2235.
- Price, E.J. (1999): Coseismic and Postseismic Deformation Associated with the 1992 Landers California, Earthquake Measured by Synthetic Aperture radar Interferometry, *PhD Thesis*, University of California, San Diego, USA, p160.
- Rack, W., H. Rott, T. Nagler and A. Skvarca (1998): Areal Changes and Motion of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, *Proceedings of IGARSS'98*, Seattle, USA, 2243-2245.
- Reeves, B., J. Homer, G. Stickley, D. Noon and I.D. Longstaff (1999): Spatial Vector Filtering to Reduce Noise in Interferometric Phase Images, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 260-263.
- Rocca, F., C. Prati, A. Ferretti (2002): An Overview of SAR Interferometry, <http://earth.esa.int/workshops/ers97/program-details/speeches/rocca-et-al> (2007. 02. 21.)
- Rodriguez, E., and J. Martin (1992): Theory and design of interferometric SARs, *Proc. IEEE*, 139, 147-159.
- Rossi M., B. Rogton and D. Massonet (1996): JERS-1 SAR image quality and interferometric potential, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens*, Vol 34, 824-827.
- Rott, H. and A. Siegel, Analysis of mass movements in alpine terrain by means of SAR interferometry, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, pp. 1993-1936, 1999.
- Schmidt, A. A. and R. Bürgmann (2003): Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara Valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108. No B9, 4.1-4.13.
- Schreier G. (Ed), SAR Geocoding: Data and System, Wichmann, 1993, ISBN 3-87907-247-7
- Schwäbisch, M. (1995): Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle. Forschungsbericht 95-25, Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen. July 1995.
- Seymour, M.S. and I.G. Cumming (1994): Maximum Likelihood estimator for SAR Interferometry, *Proceedings of IGARSS'94*, Pasadena, CA, USA, 2272-2275.
- Snaphu (2004) Statistical-Cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping, http://www-star.stanford.edu/sar_group/snaphu (2007. 02. 21.)
- Solaas, G. A., ERS-1 interferometric baseline algorithm verification, *ESA Tech. Note ES-TN-DPE-OM-GS02*, 69 p., 1994.
- Spagnolini, U. (1995): 2-D Phase Unwrapping and Instantaneous Frequency Estimation, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens*, Vol 33, No. 3, 579-589.

- Stow, R., D. Reddish, P. Wright, S. Peace, G.S. Doyle, A.J. Wilkinson and M.R. Ingg (1999): Geotechnical Applications of SAR Interferometry, *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry Fringe'99, Advancing ERS SAR Interferometry from Application Towards Operations*, ESA Publication Division, Liege, Belgium, CD-ROM.
- Stow, R. and P. Wright (1997): Mining Subsidence Land Surveying by SAR Interferometry, *Proceedings of the 3rd ERS Symposium*, Florence.
<http://earth.esa.int/workshops/ers97/papers/stowetal/> (2007.02.21)
- Strozzi, T., U. Wegmüller, Ch. Werner and A. Wiesmann (2000): Measurement of Slow Uniform Surface Displacement with mm/year Accuracy, *Proceedings of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 2239-2241.
- Strozzi, T. and U. Wegmüller (1999): Land Subsidence in Mexico City Mapped by ERS Differential SAR Interferometry, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 1940-1942.
- Thompson, P.W. and S. Cierlitza (1993): Identification of Slope Failure Over a Year before Final Collapse Using Multiple Monitoring Methods, in: *Szwedzicki, T. (ed.) Geotechnical Instrumentation and Monitoring in Open Pit and Underground Mining*, A.A. Blkema, Rotterdam, Netherlands, 331-338.
- Timár G.; Molnár G.; Pásztor Sz.(2002): A WGS84 és a HD72 alapfelületek közötti transzformáció Molodensky-Badekas-féle (3 paraméteres) meghatározása a gyakorlat számára. *Geodézia és Kartográfia*, **54** (1); 11-16.
- Timmen, L., X. Ye, Ch. Reigber, R. Hartmann, T. Fiksel, W. Winzer and J. Knoch-Weber (1996): Monitoring of Small Motions in Mining Areas by SAR Interferometry, *Proceedings of the Fringe'96 workshop on ERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, Vol.2, 5-8.
- Tokunaga, M. and V.T. Thuy (2000): Estimation of Deformation Volume in Mt. Mayon in Philippine using Differential SAR Interferometry by Using ERS Tandem, *Proceedings of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 2242-2244.
- Tough, R.J.A., D. Blacknell and S. Quegan (1995): A Statistical Description of Polarimetric nad Interferometric Synthetic Aperture Radar, *Proceeding of the Royal Society London Series A*, Vol. 449, 567-589.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, and A.K. Fung (1982): *Microwave Remote Sensing Active and Passive*, Vol. 2, Reading, MA: Addison-Wesley, 501-502, 620-621.

- Vadon, H and D. Massonet (2000): Earthquake Displacement Field Mapped by Very Precise Correlation. Complementary with Radar Interferometry, *Proceedings of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 2700-2702.
- Vass P., Battrick B.(eds. 1992): ERS-1 System. ESA, Noordwijk, p87.
- Wegmüller, U., T. Strozzi, Ch. Werner, A. Wiesmann, N. Benecke and V. Spreckels (2000): Monitoring of Mining-Induced Surface Deformation in the Ruhedgebiet (Germany), *Proceedings of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 2771-2773.
- Wegmüller, U., T. Strozzi and Ch. Werner (1999): Validation of ERS Differential SAR Interferometry for Land Subsidence Mapping: the Bologna Case Study, *Proceedings of IGARSS'99*, Hamburg, Germany, 1131-1133.
- Wegmüller, U., T. Strozzi and Ch. Werner (1998): Land Subsidence in the Po River Valley, Italy, *Proceedings of IGARSS'98*, Seattle, USA, 1376-1378.
- Williams, S., Y. Bock and P. Fang (1998). Integrated Satellite Interferometry: Tropospheric Noise, GPS Estimates and Implications for Interferometric Synthetic Aperture Radar Products, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103. No B11, 27051-27067.
- Winkler, P. Petrik, O., Mihály S. (1997): ERS SAR alkalmazásfejlesztés, FÖMI kutatási jelentés. Tanulmány, FÖMI, Budapest, 72o
- Winkler, P. (2003): Magyarország digitális ortofotó programja (MADOP) és nagyfelbontású digitális domborzat modell (DDM) az ország teljes területére, *Geodézia és Kartográfia*, Vol. 55, No. 12, 3-10.
- Wodynski, A. and W. Knocot (2000): Analysis of structure resistance of typical urban and suburban buildings to mining effects, *11th International Congress of the International Society for Mine Surveying*, Krakow, Poland, Vol. 1, 517-526.
- Wolf, M. and D. Wingham (1992): The status of the world's public-domain digital topography of the land and ice, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 19, 2325-2328.
- Wright, T.J., B. Parsons, P.C. England, and E.J. Fielding (2004): InSAR Observations of Low Slip Rates on the Major Faults of Western Tibet: *Science*, v. 305, no. 5681, 236-239.
- Xiong, X., S. Zhao and F. Wen (1995): Detection of Doppler Frequency Shift in Acoustic Remote Sensing Systems, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, Vol 33, No. 3, 523-527.
- Yonezawa Ch., and S. Takeuchi (2000): Land subsidence detection using long interval ERS/SAR data pairs, *Proceeding of IGARSS'00*, Hawaii, USA, pp1539-1541.
- Zebker, H.A., P.A. Rosen, and S. Hensley (1997): Atmospheric Effects in Interferometric Synthetic Aperture Radar Surface Deformation and Topographic Maps, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. B4 7547-7563.

- Zebker, H., P. Rosen, R. Goldstein, A. Gabriel, and C. Werner (1994): On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry, the Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 99, 19617-19634.
- Zebker, H., and J. Villasenor (1992): Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sensing*, Vol. 30, No. 5, 950-959.
- Zebker, H., and R.M Goldstein (1986): Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, No. B5, 4993-5001.
- Zeng, Q. and H. Ohkura (2000): Observing the Ground Surface Deformation Before and After Taiwan Chichi Earthquake by JERS-1 and ERS-2 Differential SAR Analysis, *Proceeding of IGARSS'00*, Hawaii, USA, 2251-2253.

1 melléklet

Az interferometriára alkalmas radar műholdak adatai

Rövidítés	Ország/Ügynökség	Dátum	Hullámhossz (cm)/ [Sáv]	Felbontás (m*m)	Polarizáció	Antenna méret (m)	Ciklus (nap)	Oldalranézés (°)
SEASAT	USA/NASA	1978 Jun. 26	23.5 [L]	25*25	HH	10.7*2.16	3	23
SIR-A	USA/NASA	1981 Nov. 12	23.5 [L]	40*40	HH	9.4*2.16		50
SIR-B	USA/NASA	1984 Okt. 5	23.5 [L]	25*58-17	HH	10.7*2.16		15-64
Kosmos	Szovjetunió/ Glavkosmos	1987 Jul. 25	10 [S]	~30*30	HH	1.5*15		30-60
Almaz	Oroszország/ Glavkosmos	1991 Márc. 31	10 [S]	15-30*30	HH	1.5*15		30-60
Lacrosse	USA/USAF	1988 Dec. 13	3 [X]	1*1	-	~8*2	-	változó
ERS-1	EU/ESA	1991 Júl. 16	5.6 [C]	26*28	VV	10*1	3, 35, 168	23
ERS-2	EU/ESA	1995	5.6 [C]	26*28	VV	10*1	35	23
JERS-1	Japán/MITI-NASDA	1992 Feb. 11	23.5 [L]	18*18	HH	11.9*2.4	44	35
RADARSAT	Kanada/CSA	1995 Nov.	5.7 [C]	10-100	HH	15*1.5	24	változó
SIR-C/X-SAR	USA Németo. Olaszó. /NASA-DLR-DARA	1994 Ápr. Okt.	[X,C,L]	10-30*30	multi	12*3- 0.4	változó	változó
SRTM	USA/NASA	2000 Feb. 11	5.6 [C]	30	HH; VV	12*3.5	35	széles
ENVISAT	EU/ESA	2002 Márc. 1	5.6 [C]	30*30	HH; VV	10*1.3	35	15-45
ALOS	Japán/JAXA	2006 Jan. 24	23.5 [L]	10-30	multi	9*3.1	46	8-60

1 melléklet

TerraSAR-X	Németo./DLR-EADS	2007 Feb. 27	3.1 [X]	1; 3; 16	multi	4.8*0.8	11/2.5	15-60
RADARSAT-2	Kanada/CSA	2007 Márc	5.7 [C]	3-100	multi	15*1.5	24	változó

SEASAT: Az első radar műhold. (Gabriel et al. (1989)), amikor elfogyott a radar feldolgozásra szánt összeg csak optikai üzemmódban működött tovább.

SIR-A és SIR-B: Az első két űrsiklóval végrehajtott SAR küldetés. Bár vannak értékes eredmények, igazából kísérleti üzemnek számítanak (Vay and Smith, 1991).

Kosmos: Az analóg jeltovábbítás és az optikai feldolgozás (fókuszálás) behatárolta a használhatóságot.

Almaz: A Kosmos továbbfejlesztett változata: 4 csatornás analóg fedélzeti adatrögzítés és jeltovábbítás, digitális feldolgozás.

Lacrosse: Katonai manőverező kéműhold, ~235km magasságú pályán. A méret- és pályaadatok becslés alapján készültek. Képei nem elérhetők. (Richelson, 1990)

ERS-1: European Remote Sensing Satellite -1; Európai Távérzékelési Műhold -1. Az ERS-1 pálya történetét 7 különböző szakaszra lehet osztani: 3, 35 és 168 napos ciklus váltogatta egymást. Interferometriára csak a 35 napos ciklussal készült képek alkalmasak.

ERS-2: Az ERS-1 és ERS-2 a tandem üzemelés során 35 napos ciklusban repültek, de egynapos elcsúszással. Minthogy az ERS-1 és ERS-2 adatokat lehet kombinálni, az ilyen 1 napos tandem interferogramokban minimális a temporális dekkorreláció.

JERS-1: Japanese Earth Resource Satellite - 1; Japán Földi Erőforrás (kutató) Műhold - 1. A JERS-1 műhold gyengébb minőségű képeket produkál, mint az ERS műholdak, mert a jel/zaj arány kisebb és a szenzor érzékenyebb a földi radarok zajszennyezésére (Rossi et al. 1996).

Radarsat: A RADARSAT adatok változó felbontása és oldalranézési szöge csökkenti a valószínűségét annak, hogy azonos feltétellel készült képsorozatok találjunk interferometriai alkalmazásokhoz.

SIR-C: Shuttle Imaging Radar – C. Az űrsikló eddig az egyetlen X sávú radart is hordozó eszköz. További érdekessége, hogy az azonos időben készült C és az L sávú interferogramokat össze lehet hasonlítani.

SRTM: Shuttle Radar Topographic Mission- A Föld szárazföldjeinek 80% térképezte fel, a függőleges pontosság jobb mint 16m. A SIR-C radar eszközét használta kiegészítve egy 60 méteres árbócon lévő C sávú vevővel, így egy áthaladásos interferometriára volt képes. A 90 m terepi felbontású eredmény szabadon letölthető. A 30 m terepi felbontású azonban csak az USA-ra érhető el.

ENVISAT: Az Európai Űrügynökség többcélú, a környezet állapotát monitorozó műholdja. A fedélzetén az optikai érzékelők mellett képalkotó radar (ASAR) is van. Nem kompatibilis az ERS érzékelővel, így kombinált interferogramra nem alkalmas.

ALOS: Advanced Land Observation Satellite: a JERS-1 utóda.

TerraSAR-X: speciálisan interferometriára fejlesztett 2 műholdból álló rendszer. A két műhold dupla spirális pályán haladva egymás is kerülgeti a keringés során.

Radarsat-2: A alkalmas lesz az Radarsattal közös kombinált interferogramra

2 melléklet

A rendelkezésre álló meteorológiai adatok

Műhold	Orbit	Dátum	csapadék	min hőmérséklet	max hőmérséklet	napsütésés órák száma	vízgőz parciális nyomás
E1	4017	1992.04.22	0	-2	12	11	6,3
E1	6522	1992.10.14	0	-3	10	9	5,4
E1	7023	1992.11.18	9	8	11	0	8,6
E1	8025	1993.01.27	0	-2	4	5	4,6
E1	9027	1993.04.07	3	4	14	1	8,3
E1	10029	1993.06.16	0	12	26	10	10,5
E1	12033	1993.11.03	0	2	15	7	6,6
E1	19391	1995.03.31	0	0	8	1	4,2
E1	20393	1995.06.09	0	13	22	5	15,9
E1	21395	1995.08.18	2	15	29	6	16,4
E2	1722	1995.08.19	0	18	31	12	16,7
E1	22397	1995.10.27	0	-1	14	4	6,4
E2	2724	1995.10.28	0	-1	16	8	6
E1	23399	1996.01.05	5	-13	-2	0	3,3
E1	25403	1996.05.24	0	8	19	9	11,2
E2	5730	1996.05.25	0	10	22	11	13
E2	6732	1996.08.03	0	19	31	12	19,2
E2	8235	1996.11.16	0	8	15	2	11,6
E2	9237	1997.01.25	0	-5	0	0	3,5
E2	10239	1997.04.05	0	-4	11	3	6,4
E2	10740	1997.05.10	0	8	17	6	2
E2	11742	1997.07.19	4	17	21	0	N/A
E2	12243	1997.08.23	0	11	26	12	N/A
E2	12744	1997.09.27	0	8	19	2	N/A
E2	13746	1997.12.06	0	0	0	0	N/A
E2	14247	1998.01.10	0	4	11	0	N/A
E2	15249	1998.03.21	4	-4	8	5	N/A
E2	16251	1998.05.30	0	13	28	13	N/A
E2	18725	1998.11.21	0	-5	0	2	N/A
E2	20760	1999.04.10	0	4	17	10	N/A
E2	21762	1999.06.19	2	16	26	9	N/A
E2	22236	1999.07.24	2	15	22	0	N/A
E2	24267	1999.12.11	0	4	10	2	N/A
E2	26271	2000.04.29	0	12	25	11	N/A
E2	26772	2000.06.03	0	10	23	14	N/A
E2	27774	2000.08.12	0	15	30	12	N/A
E2	28275	2000.09.16	0	8	22	4	N/A
E2	29277	2000.11.25	0	3	13	1	N/A
E2	29778	2000.12.30	0	2	6	1	N/A
E2	39297*	2002.10.26*	-	-	-	-	-

* Interferometriára nem alkalmazható

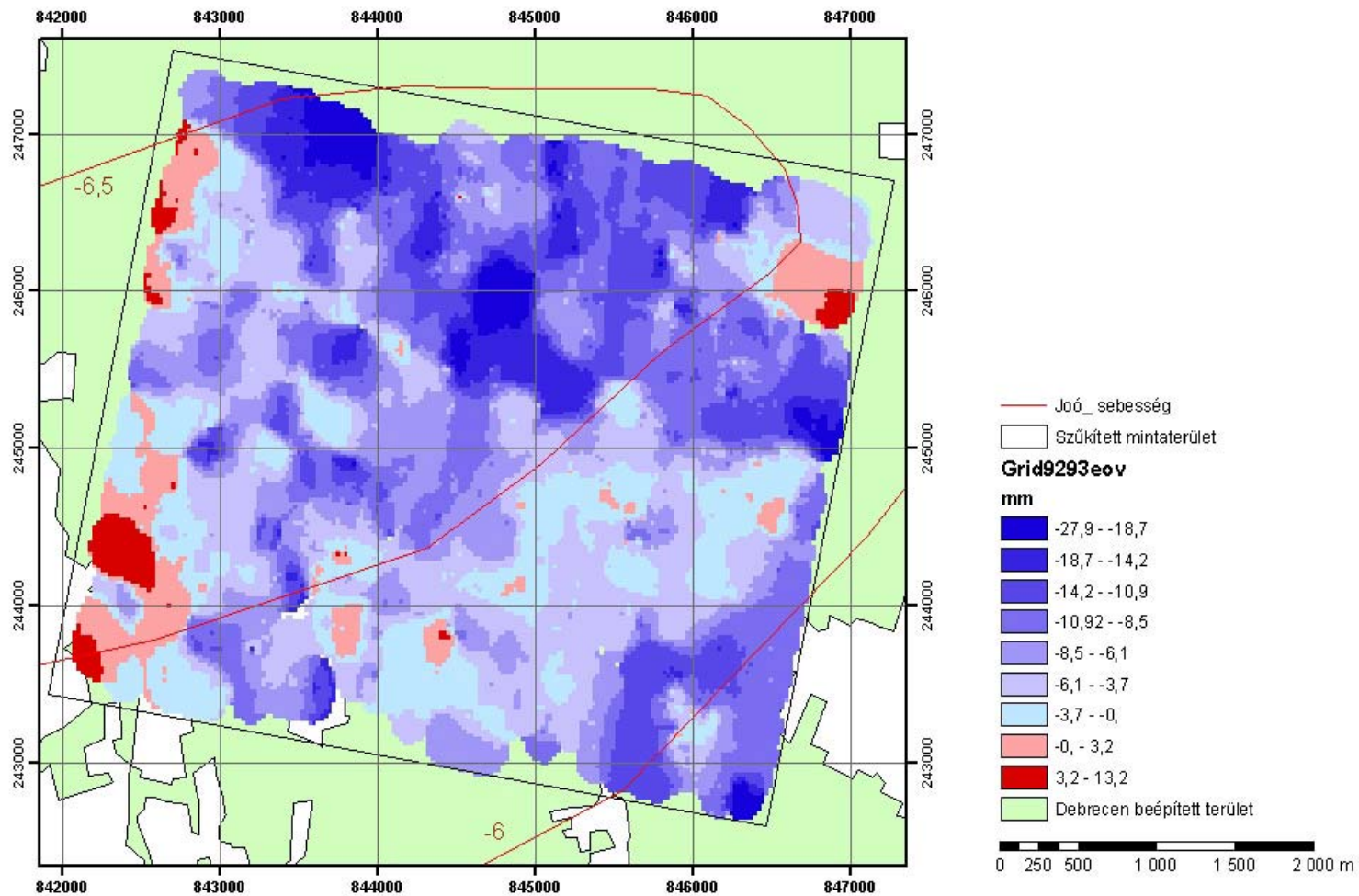
A pirossal írt szám a csapadékra (s így a felhőre) hívja fel a figyelmet.

Merőleges bázisvonal hosszok

	1992.04.22	1992.10.14	1992.11.18	1993.01.27	1993.04.07	1993.06.16	1993.11.03	1995.03.31	1995.06.09	1995.08.18	1995.08.19	1995.10.27	1995.10.28	1996.01.05	1996.05.24	1996.05.25	1996.08.03	1996.11.16	1997.01.25	1997.04.05	1997.05.10	1997.07.19	1997.08.23	1997.09.27	1997.12.06	1998.01.10	1998.03.21	1998.05.30	1998.11.21	1999.04.10	1999.06.19	1999.07.24	1999.12.11	2000.04.29	2000.06.03	2000.08.12	2000.09.16	2000.11.25	2000.12.30	2002.10.26	
4017	0	212	875	786	-10	768	53	129	611	+19	510	-309	-349	346	84	740	24	-719	+6	175	67	63	26	50	+4	122	478	523	571	-75	774	-35	576	311	68	-13	96	104	80		
6522	-212	0	693	574	-222	596	-159	0	17	366	207	236	-521	-661	133	412	528	261	-191	234	-37	+15	+13	14	236	276	510	296	321	359	-297	962	-248	364	98	236	-225	133	-306	752	-112
7023	875	693	0	68	886	-107	622	164	-264	+66	-365	134	-124	500	-791	-106	-41	-194	+49	-70	-246	-246	-64	-38	+16	-153	-197	-342	-104	560	-101	911	-298	-564	-377	888	-630	968	129	-113	
8025	-786	-574	68	0	-756	-18	-733	+43	-175	-367	-276	-189	-199	+41	-162	-45	-312	-193	-340	-611	-189	-195	-980	-279	-319	-64	-308	-253	-215	851	-12	822	-210	-475	-288	-756	-391	880	218	-69	
9027	0	222	886	796	0	778	63	129	621	+29	523	-299	-339	359	94	750	44	-709	+6	168	63	64	236	57	45	13	488	543	581	-66	784	-26	598	321	508	-3	405	-84	104	110	
10029	-768	-696	107	68	-778	0	-719	461	-157	-349	-298	-197	-117	-363	-144	-29	-294	+437	-382	-993	-141	-138	-542	-291	-321	-46	-290	-235	-197	843	6	-804	-192	-457	-270	-781	-373	862	236	-83	
12033	-53	159	822	733	-63	715	0	118	568	396	457	-362	-402	292	51	887	421	-772	383	122	574	577	173	45	394	989	426	480	518	-128	721	-89	523	298	+45	-66	342	-147	951	41	
19391	-123	-107	-354	+443	-129	-651	-118	0	-618	-810	-719	-193	-193	884	-605	-69	-765	-194	-783	-104	-602	-999	-1008	-722	-782	-507	-751	-696	-698	-194	-456	+128	-653	-918	-731	-1342	-834	-1929	-225	-1129	
20393	-611	-399	264	175	-621	157	-698	618	0	-192	-101	-920	-990	-295	13	129	-107	-1990	-168	-435	16	9	-395	-104	-164	111	-133	-78	-40	-698	163	-647	-36	-300	-113	-624	-216	-705	393	-317	
21395	+419	-207	456	367	+429	348	-396	810	182	0	91	-728	-788	-74	205	321	56	-1193	27	-244	208	211	-193	88	28	303	69	114	152	-494	396	-456	197	-108	79	+432	-24	-513	685	-319	
1722	-510	-298	396	276	-520	298	-457	719	101	-91	0	-819	-859	-166	114	230	-36	-1223	-94	-336	17	120	-294	-3	-63	212	-32	23	61	-585	264	-546	66	-199	-12	-523	-115	-604	494	-310	
22397	309	521	134	188	299	187	362	1398	520	728	819	0	-40	654	933	194	783	-410	756	494	936	509	536	816	756	1691	787	842	890	234	189	273	895	620	807	296	704	216	1919	409	
2724	346	961	124	118	339	1117	402	1579	960	768	889	40	0	694	973	1899	823	-370	796	524	976	979	975	896	796	1071	827	882	920	274	1128	313	925	990	847	336	744	256	1939	449	
23399	-348	-133	530	+441	-395	423	-292	884	296	74	166	-694	-694	0	219	396	129	-1084	101	-170	232	298	-119	162	102	377	133	138	226	-420	429	-381	231	-34	153	-358	50	-439	699	-343	
25403	-624	+112	251	162	-624	144	-971	605	-13	-206	-114	-503	-973	-279	0	116	-160	-194	-178	+446	3	6	-388	-117	-177	88	-146	-91	-53	-696	150	-690	-48	-313	-126	-637	-229	-718	380	-314	
5730	-740	-528	136	46	-790	28	-687	489	-129	-321	-230	-194	-189	-396	-116	0	-396	-193	-294	-968	-113	-110	-514	-233	-293	-18	-262	-207	-189	-815	34	-776	-164	-429	-242	-753	-346	-834	264	-340	
6732	-474	-262	401	312	-484	294	-421	756	137	-56	36	-783	-823	-129	160	266	0	-1199	-28	-299	193	195	-248	33	-27	248	4	69	97	-649	300	-510	102	-163	24	-487	-79	-968	530	-314	
8235	719	931	194	195	709	149	772	194	190	138	123	+10	370	104	194	193	193	0	118	394	194	194	946	128	118	1441	6	182	120	644	148	683	128	188	1217	705	1114	625	129	319	
9237	+446	-234	429	340	+456	322	-393	783	165	-27	64	-796	-796	-101	178	294	28	-1183	0	-271	181	194	-230	61	4	276	32	8	126	-521	328	-482	130	-136	52	+499	-51	-540	668	-34	
10239	-175	37	700	611	-186	593	-122	104	+36	244	336	-484	-524	170	49	996	296	-384	271	0	452	496	530	332	272	547	303	368	396	-299	-211	401	136	323	-188	230	-269	829	-143		
10740	-627	+415	248	199	-637	141	-574	602	-16	-208	-117	-936	-976	-282	-3	113	-163	-194	-181	-452	0	3	-401	-130	-180	96	-148	-94	-96	-702	147	-663	-51	-316	-129	-640	-232	-721	377	-317	
11742	-630	-418	246	196	-640	138	-577	599	-19	-211	-120	-938	-979	-285	-6	110	-196	-194	-194	-466	-3	0	+404	-123	-183	92	-152	-97	-99	-705	144	-996	-54	-319	-132	-643	-235	-724	374	-330	
12243	-226	-14	649	560	-236	542	-173	1099	385	193	284	-536	-575	119	368	514	248	-946	-290	-51	401	404	0	281	221	456	252	307	346	-301	548	-262	360	88	272	-239	189	-320	778	-178	
12744	-507	-296	368	279	-517	261	-454	722	104	-88	3	-616	-896	-162	117	233	-33	-1228	-191	-332	120	123	-281	0	-60	245	-29	36	69	-882	267	-543	69	-196	-6	-520	-112	-601	497	-407	
13746	+447	-236	428	339	-457	321	-394	782	164	-28	63	-766	-796	-102	177	293	27	-1188	-1	-272	183	183	-221	60	0	276	31	86	124	-522	327	-483	129	-136	51	-460	-52	-541	667	-347	
14247	-722	-510	153	64	-732	46	-698	507	-111	-303	-212	-181	-187	-377	-56	18	-248	-1441	-276	-547	-96	-92	-456	-216	-276	0	-244	-189	-151	-797	52	-788	-146	+11	-224	-736	-327	-816	282	-827	
15249	+478	-296	397	308	-488	290	-426	751	133	-58	32	-787	-827	-133	146	262	-4	-1197	-37	-303	146	152	-252	29	-31	244	0	95	93	-563	296	-514	88	-167	20	-491	-83	-572	526	-318	
16251	-533	-321	342	253	-543	236	-480	696	78	-114	-23	-842	-882	-188	91	207	-69	-192	-87	-366	94	97	-307	-36	-96	189	-96	0	38	-608	241	-698	43	-222	-36	-546	-138	-627	471	-413	
18756	-571	-399	304	216	-681	197	-618	698	40	-152	-61	-880	-920	-226	53	189	-97	-1280	-126	-396	95	99	-346	-64	-124	161	-93	-38	0	-646	203	-607	5	-290	-73	-984	-176	-696	433	-117	
20760	75	287	960	961	68	843	128	1904	696	494	585	-234	-274	420	689	816	549	-644	521	290	702	705	301	582	522	797	953	608	646	0	849	-39	651	396	573	62	470	-19	1079	113	
21762	-774	-662	101	12	-784	-6	-721	466	-163	-366	-264	-189	-119	-429	-160	-34	-300	-1499	-328	-999	-147	-144	-646	-297	-327	-52	-296	-241	-203	849	0	-810	-198	-463	-276	-787	-379	-988	230	-614	
22263	36	248	911	822	26	804	89	128	647	456	546	-273	-313	381	680	776	510	-683	482	211	963	966	262	543	483	748	514	966	607	-39	810	0	612	347	534	23	431	-68	1040	138	
24267	-576	-364	296	210	-696	192	-523	663	36	-157	-66	-886	-926	-231	48	164	-102	-1293	-130	-401	51	54	-260	-89	-129	146	-96	-43	-6	-651	198	-612	0	-296	-78	-688	-181	-670	428	-118	
26271	-311	-98	964	476	-321	467	-258	918	300	108	196	-620	-690	-34	313	429	663	-1090	136	-136	316	316	-96	196	136	+11	167	222	290	-386	463	-347	266	0	187	-324	84	-406	693	-217	
26772	-488	-296	377	288	-608	270	+446	731	113	-79	12	-807	-847	-163	126	242	-24	-1217	-52	-323	129	132	-272	9	-51	224	-20	36	73	-573	276	-634	78	-187	0	-511	-103	-562	606	-388	
27774	13	226	888	799	3	781	66	1242	624	432	523	-296	-336	368	637	753	467	-706	499	188	6																				

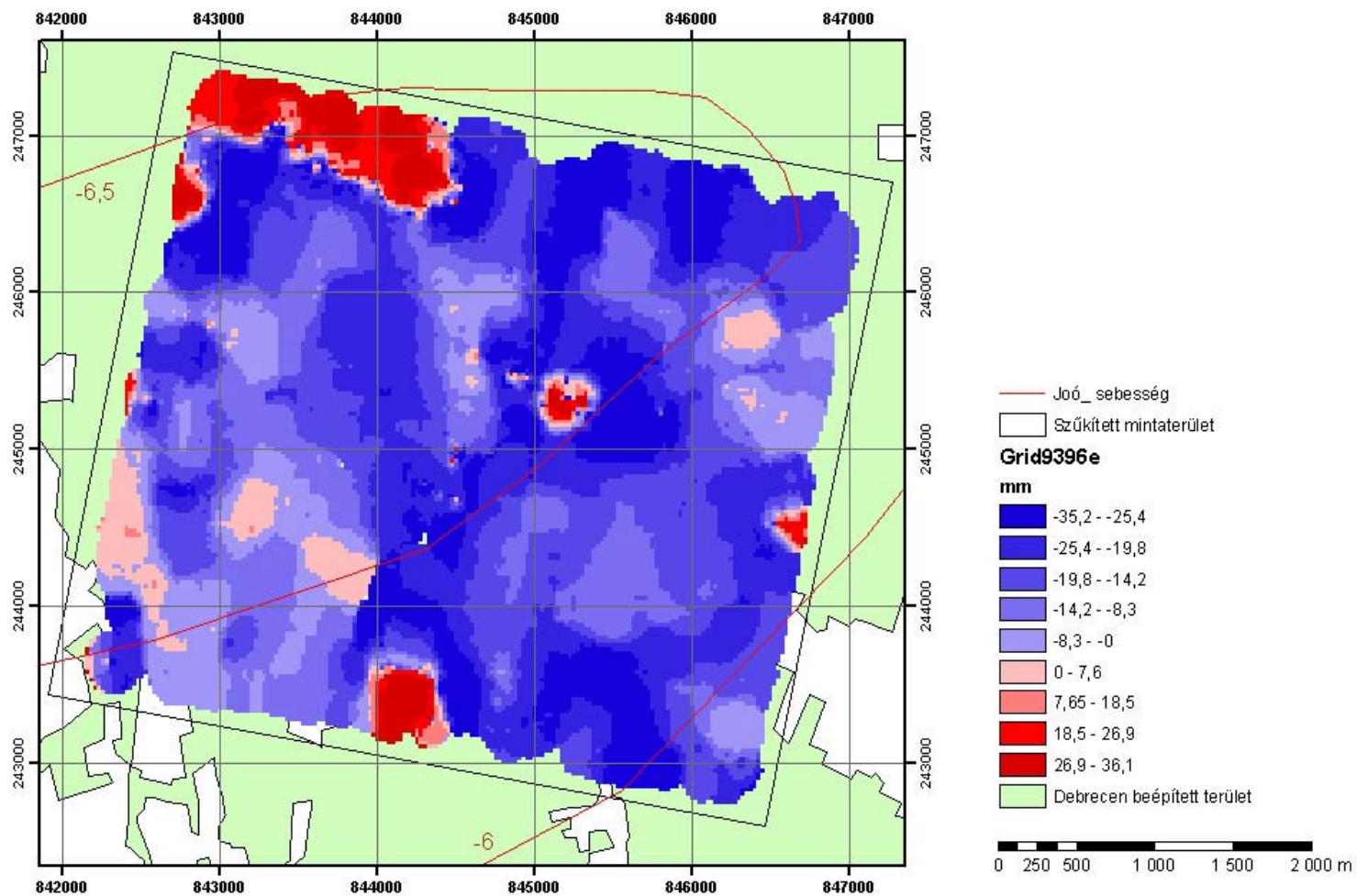
4 melléklet

Az 1992-1993 közötti vertikális mozgás térképe



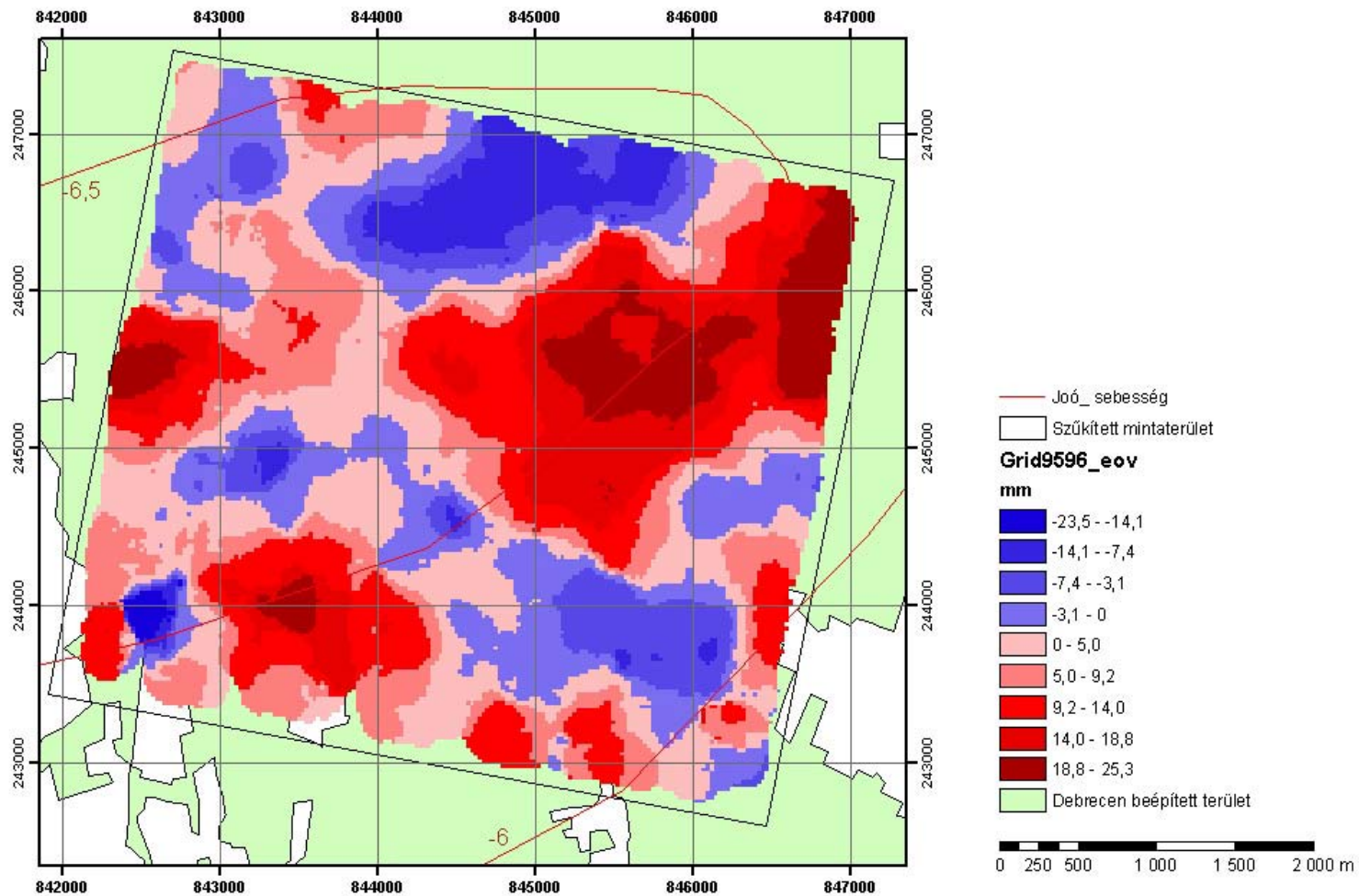
4 melléklet

Az 1993-1996 közötti vertikális mozgás térképe



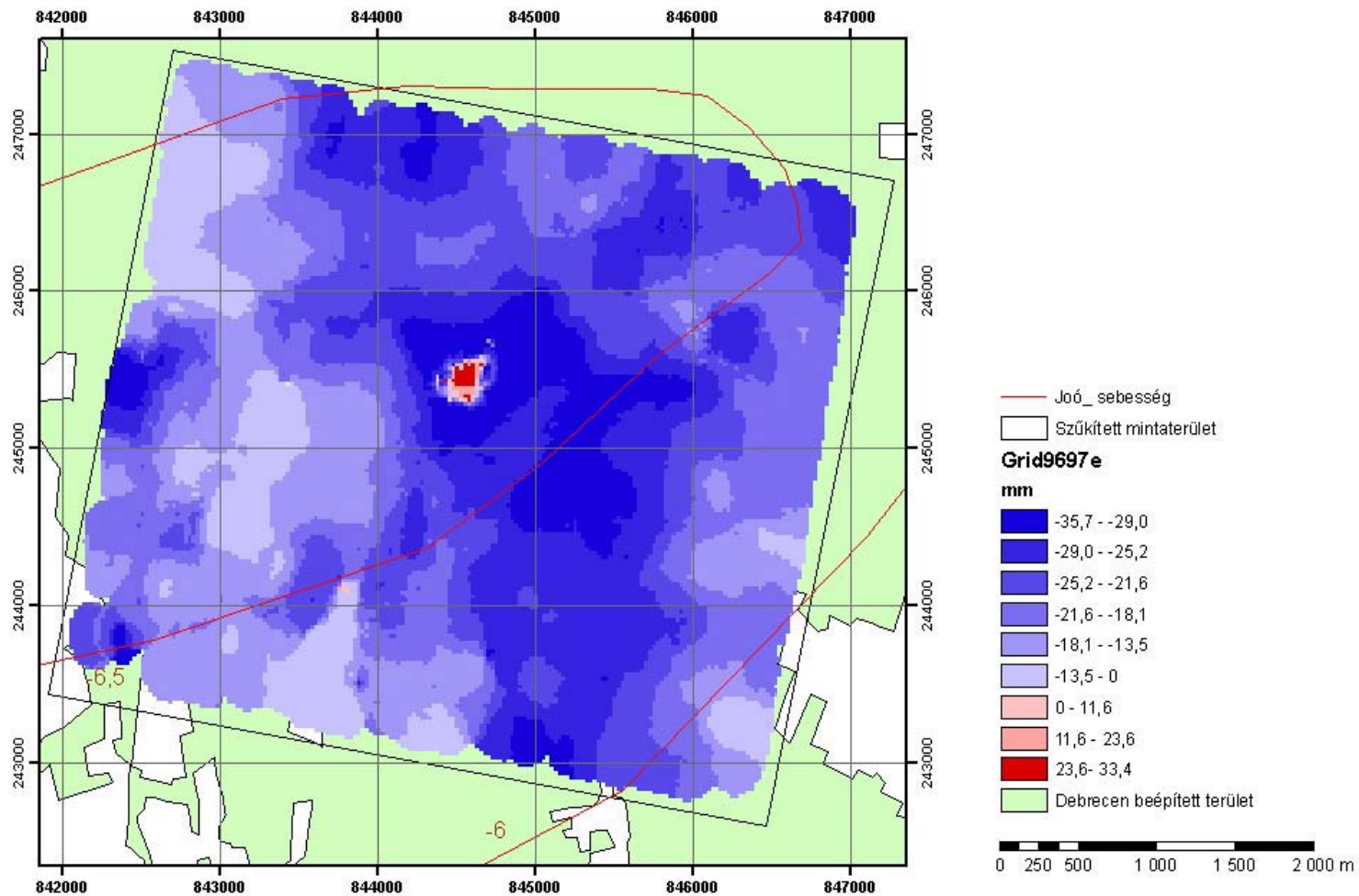
4 melléklet

Az 1995-1996 közötti vertikális mozgás térkép



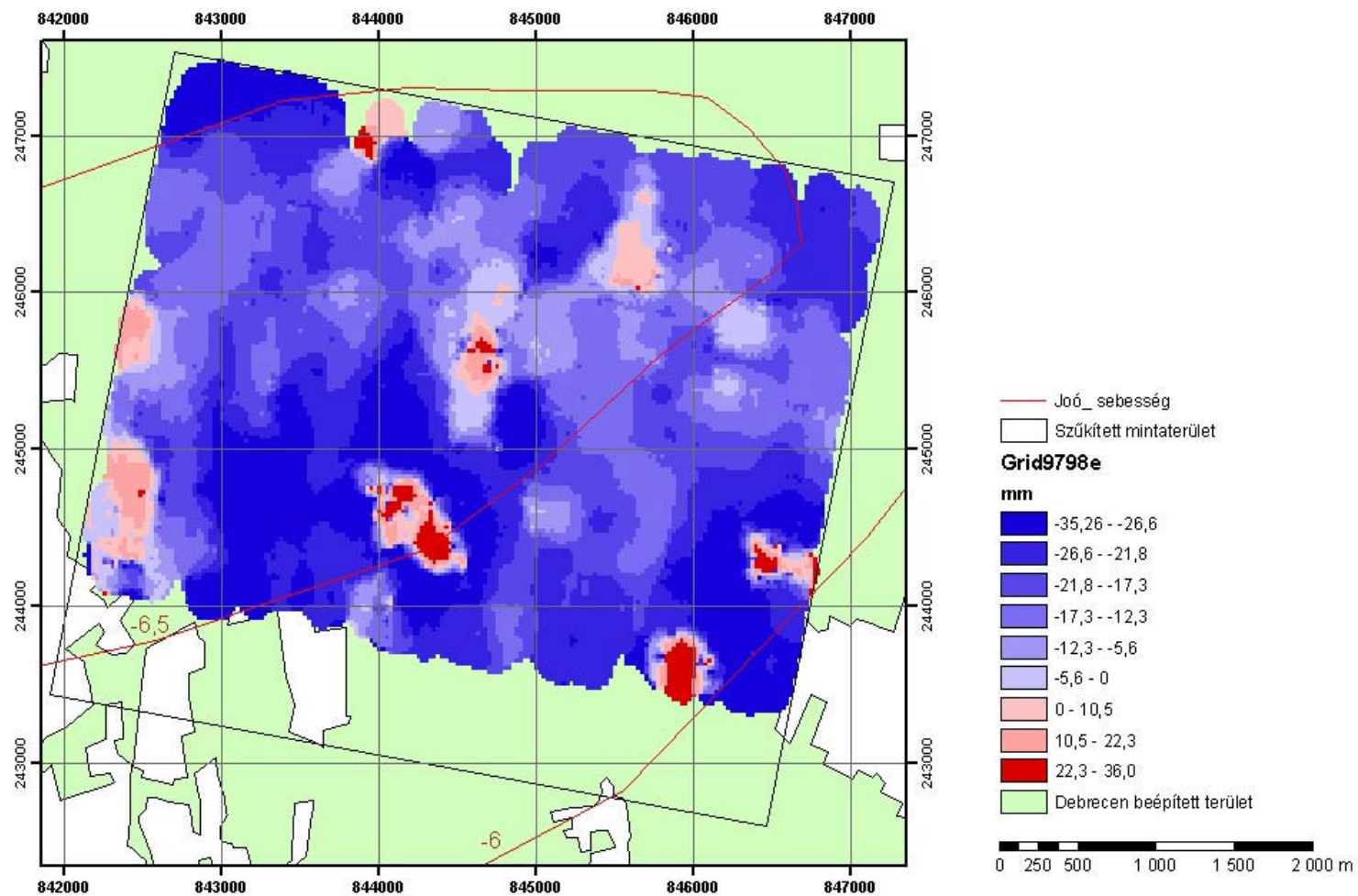
4 melléklet

Az 1996-1997 közötti vertikális mozgás térképe



4 melléklet

Az 1997-1998 közötti vertikális mozgás térképe



4 melléklet

Az 1998-2000 közötti vertikális mozgás térképe

