

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie



# Stanovení rozsahu sněhové pokrývky z radarových dat

Diplomová práce

Jana Součková

Vedoucí diplomové práce: Ing. M. Potůčková, Ph.D.

Konzultant diplomové práce: Mgr. J. Jedlička

Září 2010

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citovala. Jsem si vědoma toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity. Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 2. září 2010

Děkuji Ing. Markétě Potůčkové, Ph.D. za všestrannou pomoc, cenné rady a spoustu času, jež mi věnovala během zpracování diplomové práce. Dále bych ráda poděkovala Mgr. Janu Jedličkovi za pomoc při výběru dat a za nepostradatelné rady během jejich zpracování. V neposlední řadě děkuji své rodině a blízkým za podporu a zázemí při studiu.

# Stanovení rozsahu sněhové pokrývky z radarových dat

## Abstrakt

Práce pojednává o mapování sněhové pokrývky z časové řady snímků SAR ze senzorů ENVISAT ASAR a TerraSAR-X. Metodika je založena na tzv. Naglerově algoritmu, který pracuje na bázi změny absorpce radarového signálu vlivem obsahu vody v kapalném stavu ve sněhové pokrývce. Podle zvolené prahové hodnoty je pak snímek klasifikován na oblasti s tajícím sněhem a bez něj. Výsledky jsou porovnány s mapami sněhové pokrývky z optických dat MODIS a s daty z meteorologických stanic ČHMÚ. Hlavními cíli práce je nalézt nejvhodnější dobu pro pořízení referenčního snímku, zjistit změnu prahové hodnoty vzhledem k výběru referenčního snímku, v závislosti na typu krajinného krytu. Posledním úkolem je vyzkoušení stejného postupu na datech o kratší vlnové délce. Získané poznatky budou použity pro úpravu metodiky mapování sněhové pokrývky ze SAR dat na území ČR.

## Klíčová slova:

DPZ, mapování sněhové pokrývky, změna odrazového koeficientu, ASAR, TerraSAR-X

# Determination of Snow Cover Area from RADAR Imagery

## Abstract

This thesis deals with snow cover mapping by using time-series of SAR images of the sensors ENVISAT ASAR and TerraSAR-X. The methodology is based on the so-called Nagler's algorithm, which is based on determination of the change of absorption of radar signal due to the liquid water content in the snow cover. The resulting ratio image is classified into the areas with wet snow or without it according to the selected threshold value. The results are compared with the maps of snow cover derived from MODIS optical data and with data from meteorological stations of CHMI. The main aims of this work are to suggest most suitable conditions (time of the year, weather) for acquisition of reference images, to find the change of the threshold value with respect the chosen reference image and the type of land cover. The same methodology should then be applied on the radar data of shorter wavelength. The obtained results will be further used for improving the methodology of snow cover mapping from SAR data in the Czech Republic.

## Keywords:

Remote sensing, snow cover mapping, change of backscatter coefficient, ASAR, TerraSAR-X

# Obsah

Přehled použitých zkratků.....	7
Seznam obrázků, tabulek a grafů.....	8
1 Úvod.....	10
2 Uvedení do problematiky.....	12
2.1.1 Základy vzniku radarových snímků.....	12
2.1.2 Parametry ovlivňující intenzitu zpětného odrazu.....	14
2.1.3 Jevy znesnadňující získání informace ze snímku.....	16
2.2 Charakteristiky sněhu vzhledem k mikrovlnnému spektru.....	16
2.3 Mapování sněhové pokrývky z dat SAR.....	22
2.3.1 Rozpoznání tající sněhové pokrývky.....	23
2.3.2 Rozpoznání suché sněhové pokrývky a vlastností sněhu ze SAR dat.....	28
2.4 Jednotlivé body výzkumu.....	29
2.4.1 Výběr nejvhodnější doby pro pořízení referenčního snímku.....	29
2.4.2 Změna prahových hodnot užívaných v algoritmu v závislosti na době pořízení referenčního snímku.....	29
2.4.3 Změna prahových hodnot v závislosti na typu land coveru.....	29
2.4.4 Změna prahových hodnot v závislosti na polarizaci dat.....	32
2.4.5 Vhodnost použití radarových dat o kratší vlnové délce.....	33
3 Metodika a vstupní data.....	33
3.1 Popis dat.....	33
3.1.1 ENVISAT ASAR.....	34
3.1.2 TerraSAR-X.....	35
3.1.3 Ostatní vstupní data.....	36
3.2 Postup zpracování radarových dat.....	38
3.2.1 ASAR.....	38
3.2.2 TerraSAR-X.....	40
3.3 Výběr radarových dat.....	41
4 Zpracování dat a výsledky.....	43
4.1 Data a software.....	43
4.2 Stručný popis zpracování dat a způsobu hodnocení výsledků.....	43
4.3 Výsledky.....	43
4.3.1 ASAR.....	44
4.3.2 ASAR – vliv land coveru na změnu odrazového koeficientu.....	56
4.3.3 TerraSAR-X.....	63

5	Diskuse.....	66
6	Závěr .....	68
Seznam použitých zdrojů		
	Literatura.....	70
	Internet.....	75
	Slovník vybraných anglicko – českých pojmů.....	76
	Seznam příloh.....	77

## Přehled použitých zkratk

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer, družice NOAA
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar
ASI	Italian Space Agency, Italská kosmická agentura
CDTI	Centre for the Development of Industrial Technology, Centro para el Desarrollo Tecnológico Industrial, Centrum pro rozvoj průmyslových technologií (Španělsko)
CET	Central European Time, Středoevropský čas
CHMI	Czech Hydrometeorological Institute, ČHMÚ
CORINE	COoRdination of INformation on the Environment
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
DARA	German Space Agency, Německá vesmírná agentura
DEM	Digital elevation model, digitální výškový model
DMT	Digitální model terénu
DN	Digital number
DPZ	Dálkový průzkum Země
ENL	Equivalent Number of Looks
ENVISAT	Environmental Satellite
ESA	European Space Agency, Evropská kosmická agentura
FLOREO	Flood Risk Earth Observation monitoring
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MŽP ČR	Ministerstvo životního prostředí České republiky
NASA	National Aeronautics and Space Administration (USA)
NGA	National Geospatial-Intelligence Agency (USA)
PRF	Pulse repetition frequency, frekvence vysílaných mikrovlnných pulzů, opakovací frekvence.
PRT	Pulse repetition time, čas mezi vysláním dvou pulsů, $PRT = 1/PRF$ .
RADAR	Radio Detection and Ranging
RAMSES	Radar Aéroporté Multi-Spectral d'Etude des Signatures
RAR	Real Aperture Radar, radar se skutečnou aperturou
SAR	Synthetic Aperture Radar, radar se syntetickou aperturou
SCA	Snow covered area, procentuální podíl sněhové pokrývky na dané ploše, většinou pixel
SIR-C/X-SAR	Radar-C and X-band Synthetic Aperture Radar
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission
SYKE	Finnish Environmental Institute, Finský ústav pro životní prostředí
UTC	Universal time coordinated, koordinovaný světový čas.
WS	Wide Swath
WSFS	Watershed Simulation and Forecasting Systems, předpovědní systém Finského ústavu pro životní prostředí

## Seznam obrázků, tabulek a grafů

Obr. 1: Elektromagnetické spektrum.	12
Obr. 2: Zjednodušený nákres snímání bočním radarem.	13
Obr. 3: Snímání povrchu u radaru se syntetickou aperturou.	13
Obr. 4: Umělá délka antény senzoru SAR.	13
Obr. 5: Vliv frekvence na hloubku dosaženou signálem.	15
Obr. 6: Vliv členitosti povrchu na rozptyl.	15
Obr. 7: Odraz signálu od různých typů povrchu.	16
Obr. 8: Vliv vlhkosti sněhu na reálnou a imaginární část dielektrické konstanty.	17
Obr. 9: Hloubka průniku mikrovlnného záření.	18
Obr. 10: Rozptyl mikrovln na sněhem pokrytém povrchu.	19
Obr. 11: Vypočtený vliv mocnosti sněhové pokrývky na odrazový koeficient.	20
Obr. 12: Vliv vlhkosti sněhu na odrazový koeficient vzhledem k různým úhlům dopadu.	21
Obr. 13: Model chování $\sigma^0$ v pásmu C jako funkce objemu kmenů.	22
Obr. 14: Vývojový diagram zpracování radarových snímků jak jej popisují Nagler a Rott.	26
Obr. 15: Časové proměny chování odrazového koeficientu během jara.	27
Obr. 16: Střední hodnoty $\sigma^0$ z dat ERS-1 SAR v oblasti Sodankyla, vliv objemu kmenů.	31
Obr. 17: Pořizování dat senzorem ASAR - ScanSAR Wide Swath Mode.	34
Obr. 18: Deformace pozice bodu na snímku, která je opravena při topografické korekci.	39
Obr. 19: Rozsah zpracovávaných snímků ze senzorů ASAR a TerraSAR-X.	42
Obr. 20: Náskres rozsahu zpracovávaných dvojic snímků s tajícím sněhem a referenčních k 21. 2.	44
Obr. 21: Sněhová mapa z dat MODIS a změny $\sigma^0$ k 21. 2.	45
Obr. 22: Náskres rozsahu zpracovávaných dvojic snímků k 27. 2.	46
Obr. 23: Sněhová mapa z dat MODIS a změny $\sigma^0$ k 27. 2.	46
Obr. 24: Rozsah snímků ke 2. 3.	47
Obr. 25: Sněhová mapa z dat MODIS a změny $\sigma^0$ ke 2. 3.	47
Obr. 26: Náskres rozsahu zpracovávaných dvojic snímků k 15. 3.	48
Obr. 27: Sněhová mapa z dat MODIS a změny $\sigma^0$ k 15. 3.	48
Obr. 28: Náskres rozsahu zpracovávaných dvojic k 28. 3.	49
Obr. 29: Sněhová mapy z MODIS z 26. a 30. března.	49
Obr. 30: Změny $\sigma^0$ , referenční snímek z průměrných hodnot z 1. února a 17. ledna, oblasti s nadmořskou výškou do 600 m n. m. jsou zakryty.	49
Obr. 31: Změny $\sigma^0$ k 28. 3.	50
Obr. 32: Náskres rozsahu zpracovávaných dvojic snímků s tajícím sněhem a referenčních k 3. 4.	51
Obr. 33: Sněhová mapa z dat MODIS a změny $\sigma^0$ ke 3. 4.	52
Obr. 34: Náskres rozsahu zpracovávané dvojice snímků s tajícím sněhem a referenčního k 4. 4.	52
Obr. 35: Sněhová mapa z dat MODIS a změny $\sigma^0$ k 4. 4.	53
Obr. 36: Výřez – změny $\sigma^0$ [dB] v oblasti s tajícím sněhem 4. 4.	53
Obr. 37: Náskres rozsahu zpracovávané dvojice snímků s tajícím sněhem a referenčního k 6. 4.	54
Obr. 38: Sněhová mapa z dat MODIS a změny $\sigma^0$ k 6. 4.	54



Obr. 39: Vliv lesních ploch na změny odrazového koeficientu.	56
Obr. 40: Vliv hustoty lesního porostu v oblasti s tající sněhovou pokrývkou na změnu $\sigma^0$	58
Obr. 41: Ortofoto a změny $\sigma^0$ v oblasti tající sněhové pokrývky z 28. 3. a referenčním snímkem z 2. 1. 2009 se suchou sněhovou pokrývkou v nejvyšších oblastech Krkonoš.	58
Obr. 42: Změny $\sigma^0$ v oblasti s tající sněhovou pokrývkou k 28. 3. s převažující kategorií krajinného pokryvu nízký porost v lese.	59
Obr. 43: Ortofoto a změny $\sigma^0$ k 27. 2. v kombinaci s ref. snímkem se suchým sněhem z 3. 1. 2009.	62
Obr. 44: Ortofoto a změny $\sigma^0$ v oblasti s tající sněhovou pokrývkou ke 2. 3. v kombinaci s referenčním snímkem se suchým sněhem z 22. 12. 2009.	62
Obr. 45: Vodní nádrž Lipno – změny $\sigma^0$	63
Obr. 46: Náskres rozsahu snímků ze senzoru TerraSAR-X.	64
Obr. 47: Maximální teplota a výška sněhu v cm zaznamenané na meteorologických stanicích ve dnech 20. 1., 11. 2. a 5. 3. 2010 v zájmovém území a jeho blízkém okolí.	64
Obr. 48: Změna $\beta^0$ zvolených kombinací snímků z TerraSAR-X.	64
Obr. 49: Změna $\beta^0$ mezi 20. 1. a 11.2 v jižní části území s převažující ornou půdou.	65
Obr. 50: Výřez z rozdílového snímku TerraSAR-X 5. 3. a 20. 1.	65
Tabulka 1: Senzory vhodné pro výzkum sněhové pokrývky a jejich základní charakteristiky.	23
Tabulka 2: Seznam použitých snímků ze senzoru ASAR WSM s VV polarizací.	42
Tabulka 3: Seznam snímků k 21. 2.	45
Tabulka 4: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 21. 2.	45
Tabulka 5: Seznam snímků k 27. 2.	46
Tabulka 6: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 27. 2.	46
Tabulka 7: Seznam snímků ke 2. 3.	47
Tabulka 8: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) ke 2. 3.	47
Tabulka 9: Seznam snímků k 15. 3.	48
Tabulka 10: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 15. 3.	49
Tabulka 11: Seznam snímků k 28. 3.	49
Tabulka 12: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 28. 3.	50
Tabulka 13: Seznam snímků k 3. 4.	51
Tabulka 14: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 3. 4.	51
Tabulka 15: Seznam snímků k 4. 4.	53
Tabulka 16: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 4. 4.	53
Tabulka 17: Seznam snímků k 6. 4.	54
Tabulka 18: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 6. 4.	54
Graf 1: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ , referenční snímky se suchou sněhovou pokrývkou.	55
Graf 2: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ pro lesní porosty.	57
Graf 3: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ pro přírodní otevřené plochy.	59
Graf 4: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ pro obhospodařované otevřené plochy.	60
Graf 5: Průměrné hodnoty změny $\sigma^0$ pro nezavlažovanou ornou půdu.	61

# 1 Úvod

Již delší dobu je věnována velká pozornost kryosféře, tedy oblastem, kde se více než dva roky vyskytuje voda v pevném skupenství. Kryosféra je citlivým indikátorem globálních změn klimatu, jejichž lokálními projevy jsou například tání horských a pevninských ledovců, změny proudění vzduchových hmot, změny v rozložení srážek a teplot v průběhu roku. Zájem se z této oblasti výzkumu rozšířil i na sezónní sněhovou pokrývku, které je v posledních desetiletích věnováno stále více pozornosti. „Sezónní sněhová pokrývka se téměř výlučně vyskytuje na severní polokouli. Její průměrný maximální rozsah se pohybuje mezi 30 a 40 miliónů km<sup>2</sup>“ (Koskinen et al., 1999a, s. 16) v lednu a minimální kolem 4 miliónů km<sup>2</sup> v srpnu (Hallikainen et al., 2001). V České republice dosahuje v zimním období množství sněhové pokrývky i více jak 5 miliard m<sup>3</sup> (Čekal et al., 2010) a srážky v podobě sněhu významně přispívají k ročnímu úhrnu srážek a odtoku.

Z měření na území České republiky od roku 1961 vyplývá, že v nížinách i na horách sněhu všeobecně ubývá. Vlivem vyšších teplot v zimních měsících se redukuje či zaniká zásoba vody ve sněhu a zvyšuje se územní výpar. Zvýšení průtoků v tocích v jarních měsících i dotace zásob podzemní vody se posunují z jara zpět do konce zimy a jejich velikost se podstatně redukuje (Projekt VaV/740/1/01).

Informace o rozsahu a vlastnostech sezónní sněhové pokrývky jsou základními zájmy v hydrologii, managementu vodních zdrojů a výzkumech klimatu (Nagler a Rott, 2000). Jsou důležitým parametrem vstupujícím do hydrologických modelů a předpovědí odtoku tajícího sněhu (Nagler et al., 1998). Jeden z hlavních problémů hydrologických modelů je nedostatek informací o prostorovém rozmístění proměnných (Gunteriusen et al., 2001a, In: Hallikainen et al., 2001).

„Současné přístupy ke sběru informací o sněhové pokrývce se pohybují od pozemních metod přes letecké platformy měřící gama záření k satelitním sensorům snímajících v optickém a mikrovlnném pásmu. Užití těchto metod je od čistě výzkumného po fungující operační systémy“ (Hallikainen et al., 2001, s. 185). Pozemní metody sběru informací o sněhové pokrývce fungují v mnoha zemích. Informace bývají získávány z meteorologických stanic v určitých časových intervalech. Interpolace takovýchto dat na celé území zatěžuje výsledky velkou chybou. „DPZ poskytuje distribuované hodnoty, které nejsou poznamenány chybou vznikající při interpolaci výsledků pozemních měření“ (Koskinen et al., 1999a, s. 16). Dálkový průzkum Země (DPZ) se tak ukazuje jako vhodný nástroj pro sledování dynamiky sněhové pokrývky od malých měřítek až po měřítko globální (Nagler a Rott, 2000). Kvůli vysoké prostorové a časové proměnlivosti sněhové pokrývky je DPZ užitečným nástrojem pro poskytování prostorově detailních dat pro modelování odtoku tajícího sněhu (Nagler et al., 2008).

Pomocí sensorů pracujících s optickým a blízkým infračerveným zářením je možné monitorovat sněhovou pokrývku během dne za bezoblačného stavu atmosféry. Sensory využívající mikrovlnné záření jsou schopné získávat informace za jakékoli denní doby i z oblastí pokrytých oblačností. Vhodnost využití radaru se syntetickou aperturou (SAR) pro mapování tajícího sněhu v pásmu C byla již dokázána na datech z družic ERS, RADARSAT, ENVISAT ASAR, TerraSAR-X, na datech SIR-C/X-SAR a mnoha dalších senzorech nesených letadlem. Pro stálý monitoring sněhu poskytují SAR senzory data z opakujícího se snímání bez omezení oblačností (Nagler et al., 1998). Byl také vytvořen automatický proces mapování tajícího sněhu z multitemporálních dat SAR tak, aby

umožnil analýzu dat SAR v téměř reálném čase s minimálními zásahy uživatele (Nagler a Rott, 1999), viz například projekt EnviSnow. Radarová data mají však také jistá omezení. Jejich interpretace je podstatně složitější než u optických dat. V poslední době nejčastěji užívané vlnění pásma C je vhodné pro rozpoznání tajícího sněhu, ale jeho citlivost vůči suché sněhové pokrývce je velmi omezená.

V této práci se zabývám rozpoznáním tající sněhové pokrývky z časové řady snímků SAR v pásma C ze senzorů ENVISAT ASAR a pro porovnání také z dat o kratší vlnové délce ze senzoru TerraSAR-X. Metodika je založena na tzv. Naglerově algoritmu, který pracuje na bázi změny absorpce radarového signálu vlivem obsahu vody v kapalném stavu ve sněhové pokrývce. Změna je zjišťována podělením snímku s tajícím sněhem a snímkem referenčního, který byl pořízen v období s minimální vlhkostí a vegetací. Podle zvolené prahové hodnoty je snímek klasifikován na oblasti s tajícím sněhem a bez něj. Zhruba takový postup je použit v projektu FLOREO (Flood Risk Earth Observation) ESA, na němž spolupracují tři partneři Sprinx Systems, Gosat a Přírodovědecká fakulta UK v Praze. Výsledky této práce by měly posloužit k vylepšení metodiky zpracování dat z ENVISAT ASAR ve jmenovaném projektu.

Hlavními cíli práce je na základě teorie a empirických poznatků rozhodnout o nejvhodnější době pro pořízení referenčního snímku a zjistit změnu prahové hodnoty vzhledem k výběru referenčního snímku, v závislosti na typu krajinného krytu a vlivem polarizace. Posledním úkolem je vyzkoušení stejného postupu detekce sněhové pokrývky z dat o kratší vlnové délce a lepším prostorovém rozlišení.

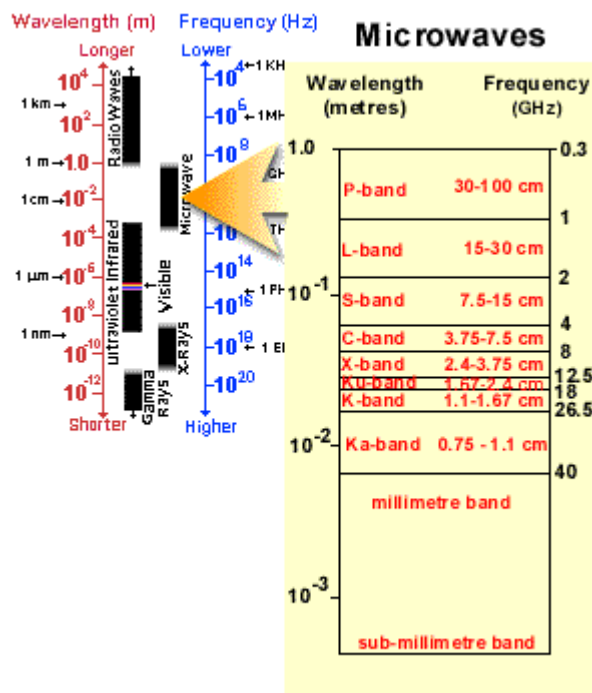
Struktura práce je následující: kapitola 2 obsahuje uvedení do problematiky, kde je čtenář seznámen se základy pořizování radarových dat, následují vlastnosti sněhové pokrývky se vztahem k mikrovlnnému spektru, mapování sněhové pokrývky z radarových dat, kde jsou popsány mimo jiné i dva nejčastěji používané postupy mapování sněhové pokrývky ze SAR dat v pásma C. Poté jsou rozebrány jednotlivé cíle práce a výsledky jiných autorů v těchto oblastech výzkumu. V kapitole 3 jsou popsána použitá data a metodika, v kapitole 4 výsledky. V kapitole 5 diskuze a v kapitole 6 závěr práce.

## 2 Uvedení do problematiky

### 2.1.1 Základy vzniku radarových snímků

#### 2.1.1.1 Princip zobrazujících radarů

Existují radiometry pasivní, které pouze přijímají mikrovlnné záření vyzařované jinými objekty, a radiometry aktivní, radary, jež používají k ozařování cíle vlastní zdroj energie. Slovo radar pochází ze zkratky anglického výrazu „RADio Detection And Ranging“ (v překladu rádiové odhalování a zaměřování vzdálenosti). Pracuje s mikrovlnnou částí spektra, tudíž není závislý na denní době a v některých případech ani na oblačnosti. Elektromagnetické vlnění mikrovlnného spektra je charakterizováno polarizací a vlnovou délkou  $\lambda$  (1mm až 1m), nebo frekvencí  $f$  (0,3 až 300 GHz). Rychlost šíření elektromagnetických vln je stejná jako rychlost světla.



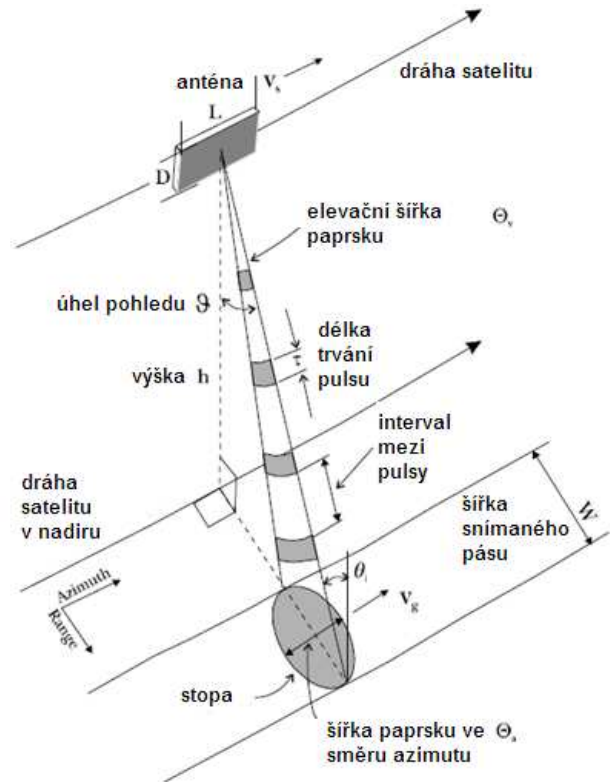
Obr. 1: Elektromagnetické spektrum. (Zdroj: Radar Remote Sensing Tutorial, s. 17)

Polarizace vyjadřuje uspořádání a pravidelnost elektrické a magnetické složky elektromagnetické vlny v rovině kolmé na směr šíření. Pokud vektor elektrické intenzity kmitá ve směru kolmém na zemský povrch, vlnění je vertikálně polarizované (V), kmitání ve směru rovnoběžném se zemským povrchem je horizontálně polarizované (H). Radar může vysílat a přijímat mikrovlnné záření o stejné polarizaci, o jiné polarizaci než vysílá (HV nebo VH), s alternující polarizací (HH, HV se střídá s VV, VH) nebo plně polarizované (HH, VV, HV a VH).

„Princip zobrazujících radarů s reálnou i syntetickou aperturou je založen na vlastnostech antény, vysílaného vlnění a na schopnosti neustále zaznamenávat vyslané pulzy. K vytvoření snímku jsou využívány dva skenovací mechanismy, ve směru napříč letu a ve směru letu. Skenování ve směru letu se provádí pohybem boční antény po dráze družice. Současně jsou vysílány šikmo k povrchu Země elektromagnetické pulzy s opakovací frekvencí (PRF) a jejich zpětný odraz je přijímán stejnou anténou“ (Nagler, 1996, s. 5). Zaznamenává se celkový čas a amplituda odraženého záření. Z nich je možné vypočítat vzdálenost k jednotlivým objektům ve směru kolmém na směr letu a následně vytvořit dvojrozměrný obraz snímané oblasti. Velikost intenzity odraženého záření závisí na vlastnostech povrchu. Na základě kódování do stupňů šedi se tyto veličiny převádí do formy obrazu, radar se nazývá též zobrazující (Capaliniova, 2006).

Pulzy se pohybují rychlostí světla  $c$ , senzor rychlostí  $v_s$ . Každý pulz zasáhne část povrchu, která se nazývá stopa antény (antenna footprint). Šířka snímaného pásu je  $\theta_v \approx \lambda/D$ , šířka paprsku ve směru letu je  $\theta_a \approx \lambda/L$ , kde  $L$  a  $D$  jsou délka a šířka antény.

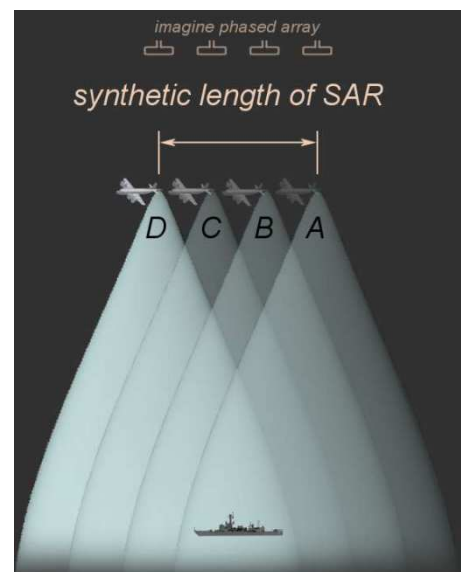
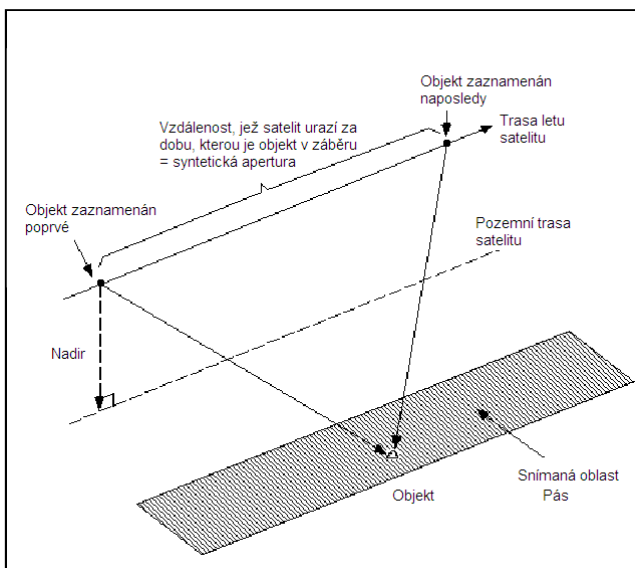
Pro získání snímků povrchu Země o vysokém prostorovém rozlišení je používán radar se syntetickou aperturou (SAR). Vysokého rozlišení není dosaženo velikostí antény, která by musela dosahovat obrovských rozměrů, ale vícenásobným snímání objektu (Radar Remote Sensing Tutorial). Nejmenší možné prostorové rozlišení ve směru letu u SAR systémů  $r_a \approx L/2$  závisí pouze na zdánlivé délce antény  $L$  a je nezávislé na výšce senzoru a vlnové délce (Nagler, 1996).



Obr. 2: Zjednodušený náčrt snímání bočním radarem.

(Zdroj: upraveno z Curlander et al., 1991, In: Nagler 1996, s. 6)

SAR simuluje extrémně dlouhou anténu, pomocí níž je schopen získávat data s vysokým prostorovým rozlišením. V průběhu času jsou jednotlivé cykly vyslání/příjem záření (PRT) kompletovány s daty z každého cyklu. Je zaznamenána intenzita a fáze zpětně odraženého signálu. Po daném počtu cyklů jsou uložená data zkombinována a teprve potom je z nich vytvořen snímek (Radar Tutorial). Častěji se pracuje pouze s intenzitou. Fáze se užívá například v aplikacích interferometrie. Radary zaznamenávající fázi se nazývají koherentní (Capaliniova, 2006).



Obr. 3: Snímání povrchu u radaru se syntetickou aperturou. (Zdroj: upraveno z Radar Remote Sensing Tutorial.) Obr. 4 (vpravo): Umělá délka antény senzoru SAR. (Zdroj: Radar Tutorial.)

Pro radary nesené satelitem, u nichž předpokládáme, že anténa vysílající i přijímající signál je tatáž, je vztah mezi intenzitou vyslaného a přijatého (vzorce Ulaby et al., 1982 In: Luojus, 2009, s. 7):

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4}$$

kde  $P_t$  je intenzita vyslaného signálu,  $P_r$  intenzita přijatého signálu,  $G$  zisk antény (antenna gain),  $\lambda$  je vlnová délka,  $R$  je vzdálenost mezi anténou a objektem (range),  $\sigma$  je efektivní odrazivá plocha objektu (radar cross section). Intenzita zpětného odrazu je obvykle vyjadřována jako průměr hodnot „backscattering cross section“ na jednotku plochy, která se vztahuje k diferenciálnímu odrazovému koeficientu (differential backscattering coefficient) nebo k odrazovému koeficientu neboli koeficientu zpětného rozptylu (backscattering coefficient). Vztah mezi efektivní odrazivou plochou a odrazovým koeficientem  $\sigma^0$  je:

$$\sigma^0 = \left\langle \frac{\sigma}{A_{ill}} \right\rangle$$

kde  $A_{ill}$  je plocha ozářeného objektu. Odrazový koeficient může být vyjádřen takto:

$$\sigma^0 = \frac{P_r (4\pi)^3}{P_t \lambda^2} \cdot \frac{1}{\int_{A_{ill}} \frac{G_n^2}{r^4}} \approx \frac{P_r (4\pi)^3 r'^4}{P_t \lambda^2 G^2 A'_{ill}}$$

kde  $r'^4$  je průměrná vzdálenost od ozářené oblasti a  $A'_{ill}$  je skutečná ozářená plocha (effective illuminated area). Předpokládá se, že vzdálenost od objektu k radaru je stejná uvnitř ozářené oblasti a zisk antény je konstantní v celém paprsku.

Radarová měření jsou obvykle vyjadřována v logaritmickém měřítku:

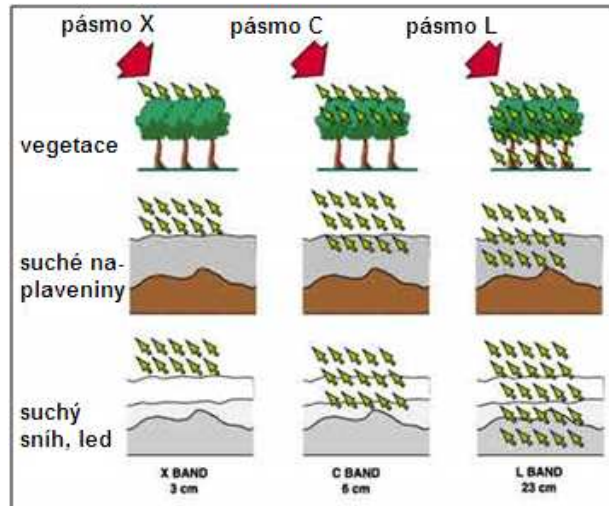
$$\sigma_{dB}^0 = 10 \log_{10} \sigma^0$$

SAR data bývají zobrazována v hodnotách šedi úměrně odpovídajících intenzitě zpětného odrazu.

### 2.1.2 Parametry ovlivňující intenzitu zpětného odrazu

Různé typy povrchu vykazují odlišný mechanismus odrazu signálu. Odrazový koeficient též nazývaný koeficient zpětného rozptylu  $\sigma^0$  (backscattering coefficient) poskytuje informaci o snímaném povrchu, je funkcí charakteristik radarového snímání (frekvence, polarizace a úhlu dopadu vyslané elektromagnetické vlny  $\theta$ ) a vlastností povrchu (členitosti povrchu, geometrického tvaru a dielektrických vlastností objektu).

Frekvence dopadajícího vlnění ovlivňuje hloubku průniku signálu a relativní členitost povrchu. S vlnovou délkou roste hloubka pronikání vlnění. Hloubku pronikání signálu ovlivňuje také vlhkost. Mikrovlny neproniknou vodou více jak několik milimetrů.



Obr. 5: Vliv frekvence na hloubku dosaženou signálem. (Zdroj: Radar Courses On-line.)

Každý objekt má vlastní polarizační charakteristiky, které jsou závislé na mnoha faktorech a ovlivňují následný odraz vlnění. V některých případech může polarizované snímání poskytovat informace o odlišných vrstvách sledovaného objektu v závislosti na zvolené polarizaci.

Úhel dopadu  $\theta$  (incidence angle) je definován jako úhel mezi kolmicí na rovinu snímku (povrch elipsoidu) a směrem dopadajícího záření. Pro většinu přírodních objektů se odrazový koeficient  $\sigma^0$  mění s úhlem dopadu. Místní úhel dopadu (local incidence angle) je úhel mezi dopadajícím zářením a kolmicí na zemský povrch v místě dopadu signálu. Ovlivňuje jej sklonitost povrchu. Promítnutý úhel dopadu (projected incidence angle) je úhel mezi normálou k povrchu a dopadajícím paprskem v rovině tvořené satelitem, cílovým objektem a středem Země.

Členitost povrchu (surface roughness) závisí na vlnové délce a úhlu dopadu. Povrch je považován za hrubý nebo hladký vždy vzhledem k vlnové délce signálu. Členitost povrchu bývá popisována statistickými rozdíly komponent výšek povrchu: směrodatná odchylka variace výšek povrchu, korelační délka povrchu a tvar korelační funkce. Povrch je hladký pokud platí, že směrodatná odchylka výšek povrchu

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

kde  $\lambda$  je vlnová délka a  $\theta_i$  úhel dopadu (Nagler, 1996).

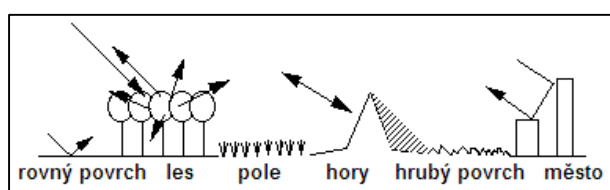


Obr. 6: Vliv členitosti povrchu na rozptyl. (Zdroj: upraveno z Radar Remote Sensing Tutorial.)

Dielektrická konstanta charakterizuje elektrické vlastnosti materiálu. Sestává ze dvou částí, permitivity a konduktivity, které jsou obě závislé na míře vlhkosti. Většina přírodních materiálů má za

suchých podmínek dielektrickou konstantu mezi 3 a 8, voda dosahuje hodnoty 80. Z toho vyplývá, že změna v obsahu vody významně mění dielektrické vlastnosti materiálu.

Typy rozptylu záření jsou dva, povrchový a objemový (Fundamentals of Remote Sensing): Povrchový rozptyl (surface scattering) je rozptyl záření na povrchu objektu. Převažuje, pokud je objekt vlhký, v tom případě se vlnění díky vlhkosti nedostane hlouběji. Typ odrazu, pohybuje se od zrcadlového po difusní, a intenzita závisí na členitosti povrchu vzhledem k mikrovlnnému vlnění a úhlu dopadu. Pokud má objekt nízkou vlhkost a jeho povrch se jeví radaru jako hladký, vlnění proniká i pod povrch (skrz koruny stromů, pod povrch země, pod písek, pod led či sněž, ...). Delší vlny pronikají hlouběji (viz obr. 5). Jakmile se vlnění dostane pod povrch, může se vyskytovat objemový rozptyl (volume scattering). Je to rozptyl mikrovln uvnitř média obvykle tvořený vícenásobným odrazem od různých částí média.



Obr. 7: Odraz signálu od různých typů povrchu. (Zdroj: ASAR Product Handbook.)

### 2.1.3 Jevy znesnadňující získání informace ze snímku

Stín (shadow) se objevuje v místech, kde je místní úhel dopadu větší než  $\pi/2$  (Nagler, 1996). Vyslaný signál neprotne povrch, mezi satelitem a stínem se nachází nějaký vyšší objekt. Na snímku se jeví tmavý.

Zhuštění (foreshortening) způsobuje zkrácení svahů orientovaných k radaru. Nejvíce se projevuje, pokud je svah kolmý na rovinu vysílaného signálu. V tomto případě se místní úhel dopadu rovná nule. Úpatí, svah i vrchol jsou na snímku zobrazeny v jednom bodě. Jeví se jako velmi světlé plochy.

Překrytí (layover) se objevuje v případech, kdy se vrátí signál z horní části objektu dříve než z dolní. Tedy vzdálenost mezi senzorem a objektem klesá s rostoucí horizontální vzdáleností mezi pozemní dráhou satelitu a sledovaným objektem. Na snímku je blíže k senzoru zobrazen vrchol než pata, dochází k posunu. Prostorové umístění odraženého signálu neumožňuje určení odrazového koeficientu. Místa překrytu bývají vyloučena z dalšího zpracování (Nagler, 1996).

Fading/speckle vznikají při odrazu signálu od povrchu, degradují kvalitu snímku. Fading se objevuje při zpětném odrazu signálu od více objektů v území, které patří do jednoho pixelu, signál odražený od jednotlivých objektů se liší fází (menší než je vlnová délka). Speckle, efekt pepř a sůl, vzniká místním konstruktivním nebo destruktivním sčítáním fáze vlnění. Pixel se pak zdá velmi světlý nebo naopak velmi tmavý.

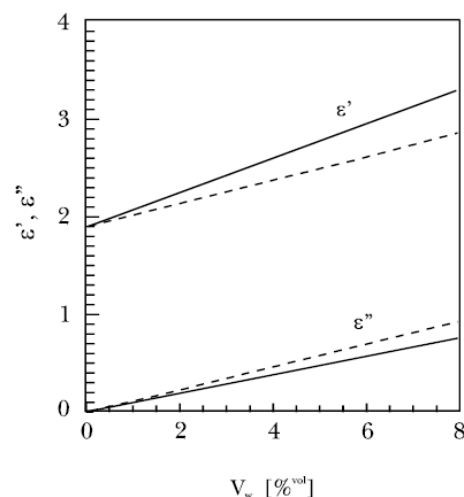
## 2.2 Charakteristiky sněhu vzhledem k mikrovlnnému spektru

Suchý sněž se skládá pouze z ledových částic a vzduchu, případně také znečištění. Jakmile začne tát, objeví se i třetí složka, kterou je voda v kapalném stavu. Její reakce s mikrovlnným zářením



výrazně mění dielektrické vlastnosti sněhu. S rostoucím obsahem kapalné vody ve sněhové pokrývce klesá odrazový koeficient. Zjištění poklesu koeficientu tedy může signalizovat tání sněhové pokrývky.

Charakteristickou vlastností materiálu, v tomto případě sněhu, je relativní permitivita  $\varepsilon$  (dále již jen „permitivita“), nazývaná též dielektrická konstanta. Je to bezrozměrná veličina vyjadřující, kolikrát se elektrická síla zmenší v případě, kdy jsou tělesa s elektrickým nábojem umístěna v látkovém prostředí (sníh). Přibližné hodnoty dielektrické konstanty jsou následující: vakuum 1, vzduch 1.0006, led 4.8, voda 80, suchý písek a šterk 4–6, beton a skalní masiv 4–9, vlhké sedimenty a zvětralé horniny 9–25. Permitivita se skládá z reálné a imaginární části  $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon''$  ( $\varepsilon'$  reálná část,  $\varepsilon''$  imaginární část). „U suchého sněhu je reálná složka permitivity nezávislá na frekvenci a teplotě v mikrovlnném spektru, závisí pouze na podílu ledových částic na objemu sněhu. Imaginární složka se výrazně mění v mikrovlnném spektru a závisí na frekvenci, teplotě, hustotě a znečištění sněhové pokrývky“ (Nagler, 1996, s. 43). „Dielektrická konstanta suché sněhové pokrývky roste lineárně se vzrůstající hustotou sněhu“ (Hallikainen et al., 1986, s. 15). „Reálná i imaginární složka permitivity tajícího sněhu,  $\varepsilon'_{ws}$  a  $\varepsilon''_{ws}$ , jsou závislé na frekvenci a výrazně rostou s obsahem vody v kapalném stavu. Růst permitivity je méně závislý na hustotě sněhu“ (Nagler, 1996, s. 44).



Obr. 8: Vliv vlhkosti sněhu na reálnou a imaginární část dielektrické konstanty. Reálná ( $\varepsilon'$ ) a imaginární ( $\varepsilon''$ ) složka dielektrické konstanty tajícího sněhu ve vztahu s měnícím se obsahem vody v kapalném stavu  $V_w$  [%vol] pro hustotu sněhu  $0,45 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  a teplotu  $0^\circ\text{C}$  pro  $5,3 \text{ GHz}$  (pásmo C, plná čára) a pro  $9,6 \text{ GHz}$  (pásmo X, čárkovaná). (Zdroj: Nagler, 1996, s. 45)

Hloubku průniku signálu  $d_p$  (penetration depth) představuje vzdálenost, v níž je signál zeslaben na  $1/e$  původní intenzity. Závisí na permitivitě prostředí a ta závisí na frekvenci vlnění. Jejím vztah k objemovému koeficientu zeslabení  $\kappa_e$  (volume extinction coefficient) je

$$d_p[m] = \kappa_e^{-1}$$

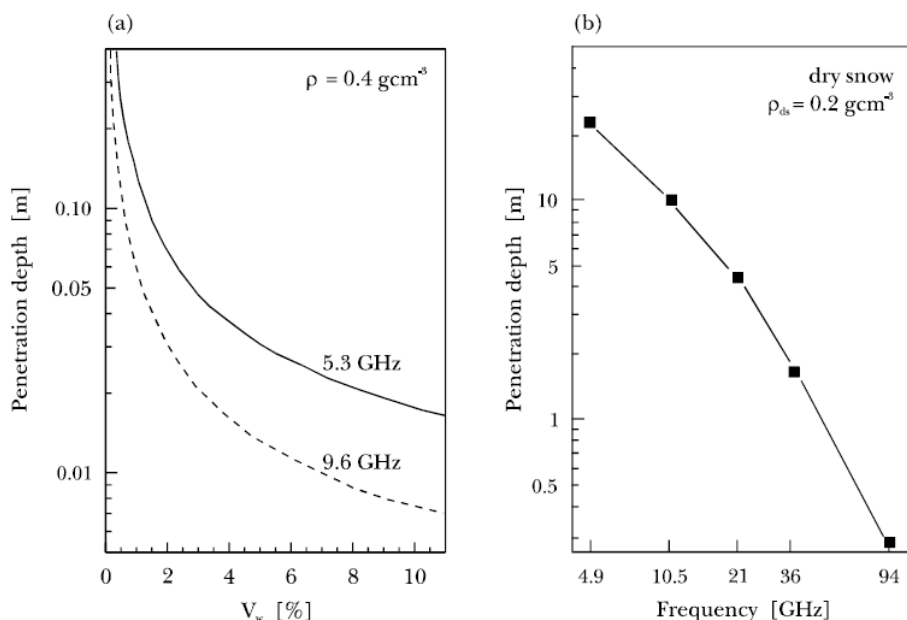
kde  $\kappa_e$  je součet objemového absorpčního koeficientu  $\kappa_a$  (volume absorption coefficient) a objemového rozptylového koeficientu  $\kappa_s$  (volume scattering coefficient). Objemový absorpční koeficient  $\kappa_a$  homogenní sněhové pokrývky může být odhadnut z následujícího vztahu:

$$\kappa_a[m^{-1}] = \frac{4\pi}{\lambda_0} \left\{ \frac{\varepsilon'_s}{2} \left[ \left( 1 + \left( \frac{\varepsilon''_s}{\varepsilon'_s} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}$$

kde  $\lambda_0$  je vlnová délka ve vakuu a  $\varepsilon'_s$  a  $\varepsilon''_s$  jsou dielektrické konstanty suchého nebo mokrého sněhu. Při zanedbání vlivu rozptylu ( $\kappa_s \ll \kappa_a$ ) může být vypočtena hloubka průniku signálu  $d_p$  v prostředí, kde platí, že  $\varepsilon' \gg \varepsilon''$ , dle následujícího vztahu:

$$d_p \cong \frac{\lambda_0 \sqrt{\varepsilon'}}{2\pi \varepsilon''}$$

„Výsledek by měl být brán jako horní hranice hloubky průniku záření. Pouze pro mokrý sníh a záření v řádu GHz platí aproximace  $\kappa_s \ll \kappa_a$ . Pokud vezmeme v potaz jen rozptyl na sněhových zrnech, platil by předchozí vztah pro suchý sníh a vlnění o frekvencích menších než 10 GHz, kde jsou částice výrazně menší než vlnová délka“ (Nagler, 1996, s. 45).



Obr. 9: Hloubka průniku mikrovlnného záření (penetration depth) (a) v tajícím sněhu v závislosti na obsahu vody v kapalném stavu  $V_w$  [%vol] pro vlnění v pásmu C (5,3 GHz) a v pásmu X (9,6 GHz) a (b) v suchém sněhu v závislosti na frekvenci. (Zdroj: Hofer and Mätzler, 1980 In: Nagler, 1996, s. 46.)

### Odrazivé vlastnosti sněhu

„Koeficient zpětného rozptylu měřený radarem je součtem příspěvků od různých rozptylových objektů uvnitř oblasti snímané radarem“ (Luoju, 2009, s. 8). „Jakákoli odchylka dielektrického média od stejnorodosti zvyšuje rozptyl. Vlastnosti rozptylu závisí na geometrii a míře nestejnorodostí vzhledem k vlnové délce dopadajícího vlnění“ (Nagler, 1996, s. 45). Následující fyzikální parametry sněhové pokrývky ovlivňují zpětný odraz (Hallikainen et al., 1986, Ulaby et al., 1986, In: Luoju, 2009, Koskinen, 2001):

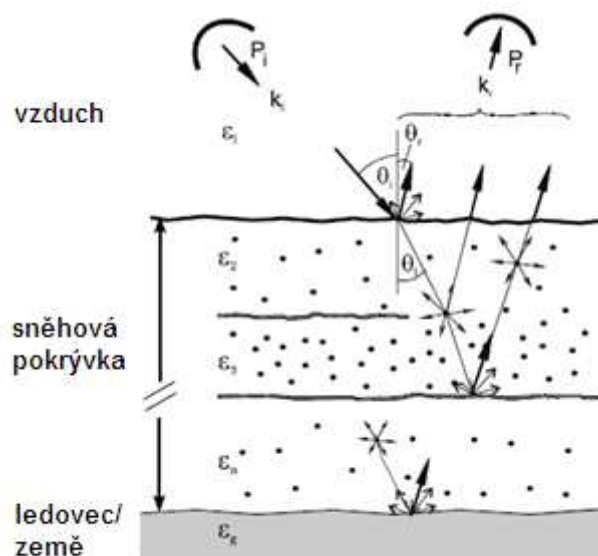
- obsah vody v kapalném stavu,
- mocnost sněhové vrstvy,
- profil hustoty sněhové vrstvy,
- profil teploty sněhové vrstvy,
- členitost povrchu na rozhraní vzduch-sníh a na rozhraní sníh-země,
- velikost a tvar sněhových částic.

V případě sněhem pokrytého povrchu nejvíce přispívá k celkové zpětně odražené energii (Luoju, 2009, Nagler, 1996, Koskinen, 2001, Hallikainen et al., 2001):

- rozptyl na rozhraní vzduch-sníh,
- objemový rozptyl na ledových částech,
- rozptyl na rozhraní sníh-země,
- případně i rozptyl na rozhraní mezi vrstvami s odlišnou hustotou.

Velikost příspěvků je daná převážně fyzikálními vlastnostmi sněhu, užitím polarizace, frekvencí signálu a místním úhlem dopadu. Některé pochází z rozhraní dvou médií, jiné z vnitřku média (Luojus, 2009).

Povrchový rozptyl (surface scattering) závisí na dielektrických vlastnostech přilehlého média, členitosti hranice a úhlu dopadu. Objemový rozptyl (volume scattering) je závislý na rozptylových a absorpčních procesech uvnitř sněhové pokrývky. Je ovlivněn velikostí částic, vlnovou délkou, podílu odražečů na objemu a jejich dielektrickými vlastnostmi (Nagler, 1996). Při měření pomocí křížem polarizovaného signálu převládá objemový rozptyl, při použití co-polarizovaného signálu roste vliv povrchového rozptylu (Luojus, 2009).



Obr. 10: Rozptyl mikrovln na sněhem pokrytém povrchu. (Zdroj: Nagler 1996, s. 46.)

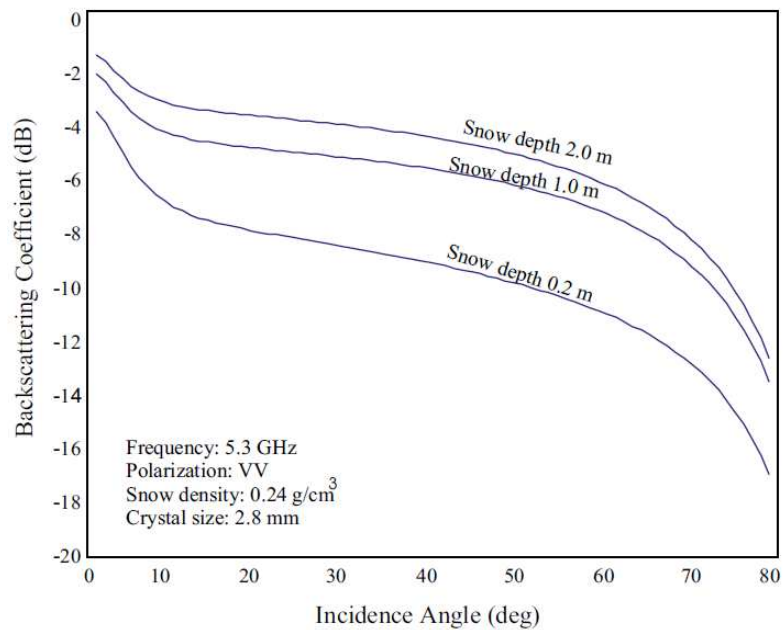
K obrázku 10: „Elektromagnetické vlnění  $k_i$  s energií  $P_i$  dopadá na rozhraní vzduch-sníh pod úhlem dopadu  $\theta_i$ . Část dopadající vlny je odrazena a část se dostává do sněhové pokrývky, každá část se skládá z koherentní i nekoherentní komponenty. Koherentní komponenta je odrazena a vyslána pod úhly  $\theta_r$  a  $\theta_t$ . Ve sněhové pokrývce je přenášena vlna zeslabována rozptylem a absorpcí jednotlivých zrn, rozptylem na hranicích mezi jednotlivými vrstvami sněhové pokrývky a na krustách. Dále může přispívat k celkové odražené energii rozptyl na členité hranici mezi sněhovou pokrývkou a povrchem země. Teoretické modely nemohou plně obsáhnout složitost přirozené sněhové pokrývky, jednoduché modely však mohou sloužit jako nástroj k porozumění sledovaných znaků zpětného odrazu“ (Nagler, 1996, s. 47).

### Suchý sníh

„V případě suchého sněhu pro záření v pásmu C převládá objemový rozptyl ze sněhové pokrývky a odraz z rozhraní sníh-země. Nepatrný rozdíl mezi dielektrickou konstantou vzduchu a suchého sněhu vede k malému příspěvkovi povrchovému rozptylu vlivem slabého odrazu signálu a velkého přenosového koeficientu (kolik signálu přejde do další vrstvy). Proto má členitost povrchu suchého sněhu minimální vliv na celkový zpětný odraz“ (Ulaby et al., 1986, Shi, Dozier, 2000, In: Luoju, 2009, s. 9 – 10). Ve většině případů může být příspěvek k odrazovému koeficientu od povrchu sněhové pokrývky zanedbán. Příspěvek k odrazovému koeficientu od rozhraní sníh-země klesá s rostoucí hloubkou sněhové pokrývky (Ulaby et al., 1986, In: Koskinen, 2001). „Dielektrická konstanta a povrchový rozptyl suchého sněhu rostou s růstem hustoty sněhu“ (Hallikainen et al. 1986, In: Luoju, 2009, s. 10). „Odrasový koeficient klesá s růstem úhlu dopadu“ (Mätzler a Schanda, 1984, Ulaby et al., 1986, In: Luoju, 2009, s. 10).

Pro vlnění o frekvenci 5 GHz a suchou sněhovou pokrývkou platí následující:

- odrazový koeficient narůstá stejně jako funkce vodní hodnoty sněhu (snow water equivalent) vlivem vzrůstajícího vlivu objemového rozptylu, intenzita závisí na velikosti ledových částic a frekvenci (Ulaby et al., 1986, Shi et al., 1984, Shi a Dozier, 1999b, In: Koskinen, 2001),
- odrazový koeficient klesá s rostoucím úhlem dopadu kvůli klesajícímu zpětnému odrazu od půdy (Mätzler a Schanda, 1984, Ulaby et al., 1986, In: Koskinen, 2001),
- členitost povrchu suché sněhové vrstvy nemá téměř žádný vliv na zpětný odraz. Většina zpětného odrazu pochází z vnitřku sněhové pokrývky a z rozhraní sněž-země (Ulaby et al., 1986, Shi et al., 1993, Shi a Dozier, 1999b, In: Koskinen, 2001).



Obr. 11: Vypočtený vliv mocnosti sněhové pokrývky (snow depth) na odrazový koeficient (backscattering coefficient) v dB jako funkce úhlu dopadu ve stupních (incidence angle) pro vlnění v pásmu C, polarizaci VV, hustotou sněhu 0,24 g/cm<sup>3</sup> a velikosti sněhových částic 2,8 mm. (Zdroj: Koskinen, 2001, s. 10)

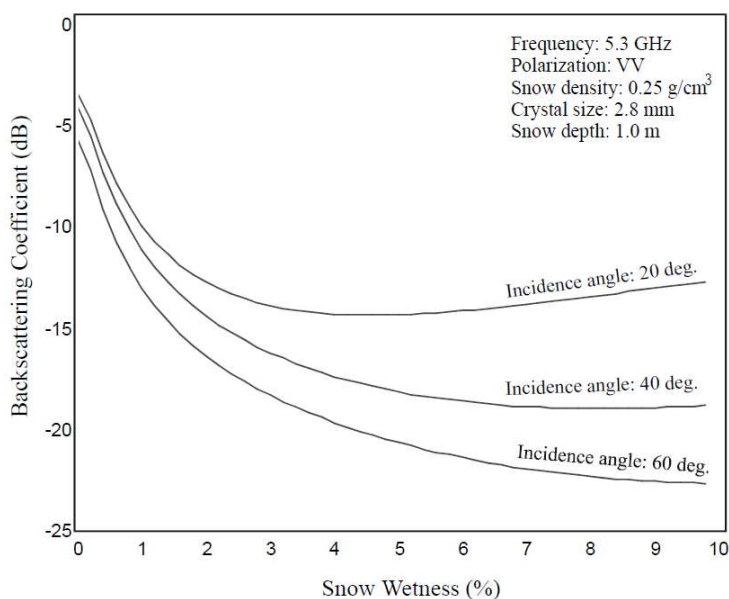
### Tající sněž

Zpětný odraz od tajícího sněhu je vysoce závislý na vlhkosti sněhové vrstvy a na členitosti povrchu sněhové pokrývky, protože hlavní část zpětného odrazu vzniká na rozhraní vzduch-sněh, na rozdíl od sněhu suchého. Celkový odrazový koeficient obvykle klesá s rostoucí vlhkostí sněhu (Luojuš, 2009). „Vliv členitosti povrchu závisí na úhlu dopadu. Při nízkých úhlech dopadu zpětný odraz klesá s rostoucí členitostí povrchu, při vysokých úhlech dopadu naopak s rostoucí členitostí povrchu vzrůstá i odrazový koeficient“ (Ulaby et al., 1986, In: Luojuš, 2009, s. 10). Příspěvek od rozhraní sněž-země klesá s rostoucí vlhkostí sněhu (Koskinen, 2001). „Celkový odrazový koeficient tajícího sněhu vzrůstá s rostoucí frekvencí“ (Arslan et al., 2003 In: Luojuš, 2009, s. 10).

Pro vlnění o frekvenci 5 GHz a tající sněhovou pokrývkou platí následující:

- míra zpětného odrazu z tajícího sněhu bývá nižší než ze suchého (v závislosti na členitosti povrchu a úhlu dopadu) kvůli rostoucí absorpci. Odrazový koeficient klesá téměř lineárně s rostoucí vlhkostí sněhu až do 2 % (Stiles et al. 1980, Ulaby et al. 1986, Fung 1994, In: Koskinen, 2001),

- rozdíl mezi zpětným odrazem od suchého a tajícího sněhu roste s rostoucím úhlem dopadu, pokud je povrch sněhové vrstvy hladký (Ulaby et al., 1986, Guneriusen et al., 1996, In: Koskinen, 2001),
- odrazový koeficient tajícího sněhu nezávisí na vodní hodnotě sněhu, ale je silně závislý na vlhkosti sněhu a členitosti povrchu sněhové pokrývky, protože hlavní příspěvek k celkovému odrazovému koeficientu pochází z rozhraní vzduch-sníh (Ulaby et al. 1986, Fung 1994, In: Koskinen, 2001, Shi a Dozier, 1995)



Obr 12: Vliv vlhkosti sněhu (snow wetness) v % na odrazový koeficient (backscattering coefficient) v dB vzhledem k různým úhlům dopadu (incidence angle) pro sněhovou pokrývku o hloubce 1 m a pro vlnění v pásmu C o polarizaci VV, hustotou sněhu  $0,24 \text{ g/cm}^3$ , velikosti sněhových částic 2,8 mm. (Zdroj: Koskinen, 2001, s. 11)

„Pro sněh o nízké vlhkosti  $V_w=1\% \text{ vol}$  a hloubce 0,3 m je předpokládaná hloubka průniku signálu v pásmu C 0,11 m. Pro nízké úhly dopadu vlnění dominuje celkovému odrazovému koeficientu odraz z rozhraní vzduch-sníh. S rostoucím úhlem dopadu vzrůstá příspěvek objemového rozptylu, je to převládající proces odrazu pod úhlem  $45^\circ$ . Jakmile vzroste  $V_w$ , povrchový rozptyl na rozhraní vzduch-sníh se stává významnějším i při větších úhlech dopadu“ (Nagler, 1996, s. 52).

„Pro vyšší frekvence (pásmo X a Ku) vzrůstá vliv objemového zpětného odrazu uvnitř sněhové pokrývky, ačkoli rozhraní vzduch-sníh a sněh-země má stále velký vliv na celkový zpětný odraz“ (Luojuš, 2009, s. 12). „V pásmu X a C může být odrazový koeficient mokrého sněhu nahrazen pouze povrchovým rozptylem“ (Nagler, 1996, s. 54).

„Rozdíl mezi zpětným odrazem od tajícího sněhu a suchého sněhu vzrůstá s rostoucím úhlem dopadu, pokud je povrch sněhové pokrývky hladký“ (Ulaby et al., 1986, Guneriusen et al., 1996, In: Luojuš, 2009, s. 10). Po úplném odtání sněhu je půda mokrá, v pásmu C je zpětný odraz mokré půdy vyšší o několik decibelů, zpravidla v rozsahu podobném suchému sněhu (Koskinen et al., 1997).

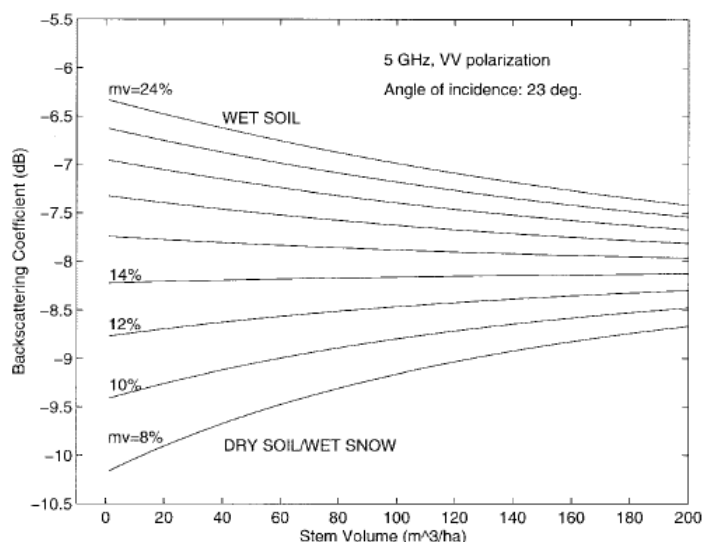
#### Odrazivé vlastnosti půdy

Roste-li vlhkost sněhové pokrývky, zvyšuje se také absorpce vlnění sněhem a klesá příspěvek k odrazovému koeficientu od vlhké, sněhem pokryté země. Příspěvek k odrazovému koeficientu od

spodní vrstvy (ground layer) je tvořen odrazem od půdy a vegetace (Luojus, 2009). Zpětný odraz od půdy závisí hlavně na vlhkosti, složení, teplotě půdy a členitosti povrchu, dále také na úhlu dopadu záření a polarizaci (Luojus, 2009). V pásmu C roste zpětný odraz s rostoucí vlhkostí půdy, jedná-li se o nezalesněnou oblast (Hallikainen et al., 1986 In: Luojus, 2009, Koskinen, 2001). „Tající půda může mít nižší nebo vyšší odrazový koeficient než zmrzlá půda v závislosti na jejím typu a složení“ (Hallikainen et al. 1985, Koskinen et al. 1997, Bernier et al., 1998, In: Luojus, 2009, s. 10). „Pro úhly dopadu menší než 10° rostoucí členitost povrchu snižuje odrazový koeficient, pro úhly dopadu větší než 15° je efekt opačný“ (Ulaby et al., 1986, In: Koskinen, 2001, s. 13). „Vlivem rozptylu a absorpce ve vegetaci se příspěvek od země zmenšuje“ (Koskinen, 2001, s. 13).

### Odrzivé vlastnosti lesního porostu

V případě výskytu lesa vstupuje do hry další složka závislá především na vlnové délce, výrazný vliv má také polarizace. Příspěvek lesního porostu k odrazovému koeficientu je významný, vzrůstá s rostoucím objemem kmenů. Pokud bychom chtěli kompenzovat vliv lesního porostu, je třeba znát objem kmenů (Luojus, 2009). Kompenzaci příspěvku odrazivosti od lesního porostu se věnovali například Koskinen et al. (1997), Metsämäki et al. (2001), Pulliainen et al. (2001), Luojus (2009) či projekt EnviSnow.



Obr. 13: Model chování odrazového koeficientu  $\sigma^0$  (backscattering coefficient) v dB v pásmu C, VV polarizace a úhlu dopadu 23°, jako funkce objemu kmenů v m³/ha (stem volume) měnící se s objemovou vlhkostí půdy (interval po 2%) od půdy suché (spodní křivka) po mokrou (horní křivka). Výsledky při nízké vlhkosti půdy se podobají výsledkům pro mokrý sníh. (Zdroj: Koskinen et al., 1997, s. 605.)

Odrzivé vlastnosti lesního porostu jsou ovlivněny několika proměnnými (typ lesa, převládající druh dřevin, hustota lesního porostu) a parametry měnícími se sezónně a s počasím, například objemová vlhkost korun stromů a vlhkost půdy (Luojus, 2009). Příspěvek k odrazovému koeficientu se skládá z odrazů v korunách stromů, od země, od kmenů a z odrazů mezi kmeny a zemí (Koskinen, 2001). Díky objemovému rozptylu v korunách stromů je vliv úhlu dopadu v zalesněných oblastech mnohem menší než na otevřených plochách. Rostoucí vlhkost korun stromů způsobuje nárůst odrazového koeficientu (Ulaby et al., 1986, In: Koskinen, 2001).

## 2.3 Mapování sněhové pokrývky z dat SAR

Ve většině případů je rozsah sezónní sněhové pokrývky z dat DPZ zjišťován především v optickém nebo infračerveném spektru. V mnoha oblastech je však sledování znesnadněno či dokonce znemožněno výskytem oblačnosti. Proto se začala zkoumat možnost kombinace optických a

radarových dat, nebo využití pouze radarových dat. Do oblasti zájmu se mikrovlnné záření v kombinaci se sněhovou pokrývkou začíná dostávat v 70. letech minulého století. Nejprve se odborníci zabývali především pozemními radiometry, jak pasivními tak aktivními. „Pasivní radiometry nesené satelitem dosahují velmi nízkého prostorového rozlišení a nejsou schopné odlišit tající sníh od země“ (Koskinen, 2001, s. 3). V roce 1978 byl na oběžnou dráhu vynesena první SAR senzor, SAR NASA/JPL SEASAT. Koncem 70. let a počátkem 80. let se objevují výsledky výzkumů, které se týkají aktivních radarů. Z 80. let pochází většina prací W. H. Stilese a F. T. Ulabyho, kteří zkoumali vlastnosti sněhové pokrývky vzhledem k aktivnímu i pasivnímu radaru. Odkazuje na ně i mnoho současných autorů. V 80. letech se objevují jména průkopníků jako Helmut Rott, Martti T. Hallikainen, Christian Mätzler a řada dalších. V 90. letech se objevují nové SAR senzory a také využití jejich dat v operačních programech monitoringu hydrologické situace. Tehdy také začíná publikovat Thomas Nagler, který spolu s H. Rottem představili jako první algoritmus použitý v této práci. Mezi operační programy využívající radarová data k rozpoznání sněhové pokrývky patří například EnviSnow, GlobSnow, HydAlp, InFerno+ či PolarView.

V této práci se zabývám pouze intenzitou zpětně odraženého signálu získané ze SAR dat v pásmu C a také v pásmu X s jednoduchou polarizací, ne však fází vlnění ani plně polarizovanými daty. O těch se stručně zmíním na konci této kapitoly.

Tab. 1: Senzory vhodné pro výzkum sněhové pokrývky a jejich základní charakteristiky.

senzor	funkčnost (od - do)	plat-forma	pásmo	polarizace	prostorové rozlišení [m]		
ALOS PALSAR	SAR	2006	s	L	j, d, k	10 - 100	JAXA (Japonsko)
Core-H2O	SAR	?*	s	X	d (VV/VH)	50	ESA, NASA, NOAA
Cryosat-2	SIRAL	2009	s	Ku		od 0,47	ESA
CosmoSkyMed	SAR	2007	s	X	j, d	1 - 100	4 satelity, ASI (It)
ERS-1	AMI	1991 - 2000	s	C	j (VV)	30	ESA
ERS-2	AMI	1995	s	C	j (VV)	30	ESA
EMISAR	SAR		l	C, L	k		Dánsko
ENVISAT ASAR	SAR	2002	s	C	j, d	30 - 950	ESA
JERS-1	SAR	1992 - 1998	s	L	j (HH)	18	NASDA (Japonsko)
AIRSAR	SAR		l	C, L, P	k		NASA
Paz SAR-X	SAR	*2012	s	X	d	< 1 - 15	CDTI (Španělsko)
RADARSAT-1	SAR	1995	s	C	j (HH)	8 - 100	CSA a MDA
RADARSAT-2	SAR	2007	s	C	j, d, k	3 - 100	(Kanada)
SEASAT	SAR	VI - X 1978	s	L	j (HH)	25	NASA
SIR-C/X-SAR	SAR	2x 1994	r	X, C, L	j (X), k (C, L)	10 - 200	NASA, DARA, ASI
TanDEM-X	SAR	2010	s	X	j, d, k	1 - 16	EADS Astrium,
TerraSAR-X	SAR	2007	s	X	j, d, k	1 - 18	DLR (SRN)

Vysvětlivky k tabulce 1y: typ senzoru AMI (Active Microwave Instrument), SAR (Synthetic Aperture Radar), SIRAL (SAR/Interferometric Radar Altimeter), platforma l (letadlo), r (raketoplán), s (satelit), polarizace j (jednoduchá), d (duální), k (křížem, plná).

### 2.3.1 Rozpoznání tající sněhové pokrývky

„Rozpoznání rozsahu sněhové pokrývky z radarových dat je složitý problém, protože sníh může být buď suchý, nebo mokrá a také půda může být buď zmrzlá, nebo rozmrazující. Navíc, hodnoty objemové vlhkosti sněhu se mohou pohybovat mezi 0 až 5 % a u rozmrazující půdy mezi 5 až 30 %,“

s tím se výrazně mění i hodnoty odrazového koeficientu. Vegetace může částečně zakrývat sníh a povrch. V praxi se vodohospodáři zajímají především o odtok z tajícího sněhu, což směřuje k odlišení mokrého sněhu od rozmrzající půdy“ (Hallikainen et al., 2001, s. 3). Zjišťování rozsahu sněhové pokrývky z časové řady snímků SAR v pásmu C jednoduše či duálně polarizovaných bylo vyzkoušeno několika skupinami (například Nagler a Rott, 2000, Koskinen et al., 1999a, Guneriusson et al., 2000). Použité algoritmy pracují na bázi změny absorpce radarového signálu vlivem obsahu vody v kapalném stavu ve sněhové pokrývce. Mnohé z těchto algoritmů jsou začleněny do operačních systémů, které monitorují hydrologické poměry a tedy i tání a množství sněhové pokrývky dané oblasti.

Existují dvě nejpoužívanější metody. Metoda první byla zveřejněna Thomasem Naglerem, jejím výsledkem je binární mapa výskytu sněhové pokrývky. Druhá metoda byla vyvinuta na helsinské univerzitě HUT skupinou kolem Martti T. Hallikaina, jejím výstupem je mapa procentuálního zastoupení sněhové pokrývky na území zastoupeném daným pixelem.

### 2.3.1.1 Metoda dle Naglera

Takzvaný Naglerův algoritmus vznikl pro mapování tajícího sněhu v horských oblastech. Základem této metody je poznání, že odrazový koeficient  $\sigma^0$  tajícího sněhu je nižší oproti odrazovému koeficientu suché sněhové pokrývky na referenčním snímku. Referenční snímek by měl mít stejnou geometrii snímání, měl by být ze stejné orbity a pořízený za podmínek výskytu suchého sněhu nebo úplně bez sněhu. V některých případech bývá referenční snímek tvořen zprůměrováním tří snímků pořízených za vhodných podmínek. Na horských svazích s členitým povrchem jsou rozdíly  $\sigma^0$  tajícího sněhu a povrchu bez sněhu v létě velmi malé, suchý sníh obvykle nelze rozpoznat. Tato pravidla platí pro horské oblasti s minimem vegetace, pokud je zájmová oblast pokrytá jiným krajinným krytem, na odrazový koeficient mají vliv další faktory (rozdíly ve členitosti povrchu v čase, změny vlhkosti...), které mohou způsobit výrazné časové proměny  $\sigma^0$ . Ty je pak nutné ošetřit později za užití map krajinného krytu, topografické informace apod., aby nedocházelo k nesprávné klasifikaci. Algoritmus lze rozdělit do tří hlavních částí.

Během první fáze je vytvořen georeferencovaný podílový snímek. Nejprve jsou snímky, snímek s tajícím sněhem (slave) a referenční snímek (master), koregistrovány a je aplikován speckle filtr. Je vypočten podíl odrazového koeficientu snímku s tajícím sněhem ( $\sigma_{ws}^0$ ) a snímku referenčního ( $\sigma_{ref}^0$ ) pixel po pixelu, tento podílový snímek je georeferencován pomocí DEM a vlastností orbity. Podělením snímků ( $\sigma_{ws}^0/\sigma_{ref}^0$ ) je navíc snížena vliv úhlu dopadu. Z DEM a vlastností orbity jsou vygenerovány mapy úhlů dopadu, překrytí a radarového stínu, v oblastech s méně členitým terénem jako je Česká republika není nutné mapy překrytí a radarového stínu vytvářet. V softwaru NEST je možné vygenerovat mapu překrytí a stínu. Zvolila jsem snímek z relativní dráhy 308, jejíž úhly dopadu mají větší rozsah oproti ostatním, úhel dopadu se pohybuje mezi 16,4 a 40,4°. V tomto případě pod maskou území ČR tvoří překrytí 0,14 % rozlohy (15 429 pixelů), z toho asi polovinu tvoří chybný sloupec na nejvzdálenějším konci snímku, radarový stín zasahuje pouze 2 pixely.

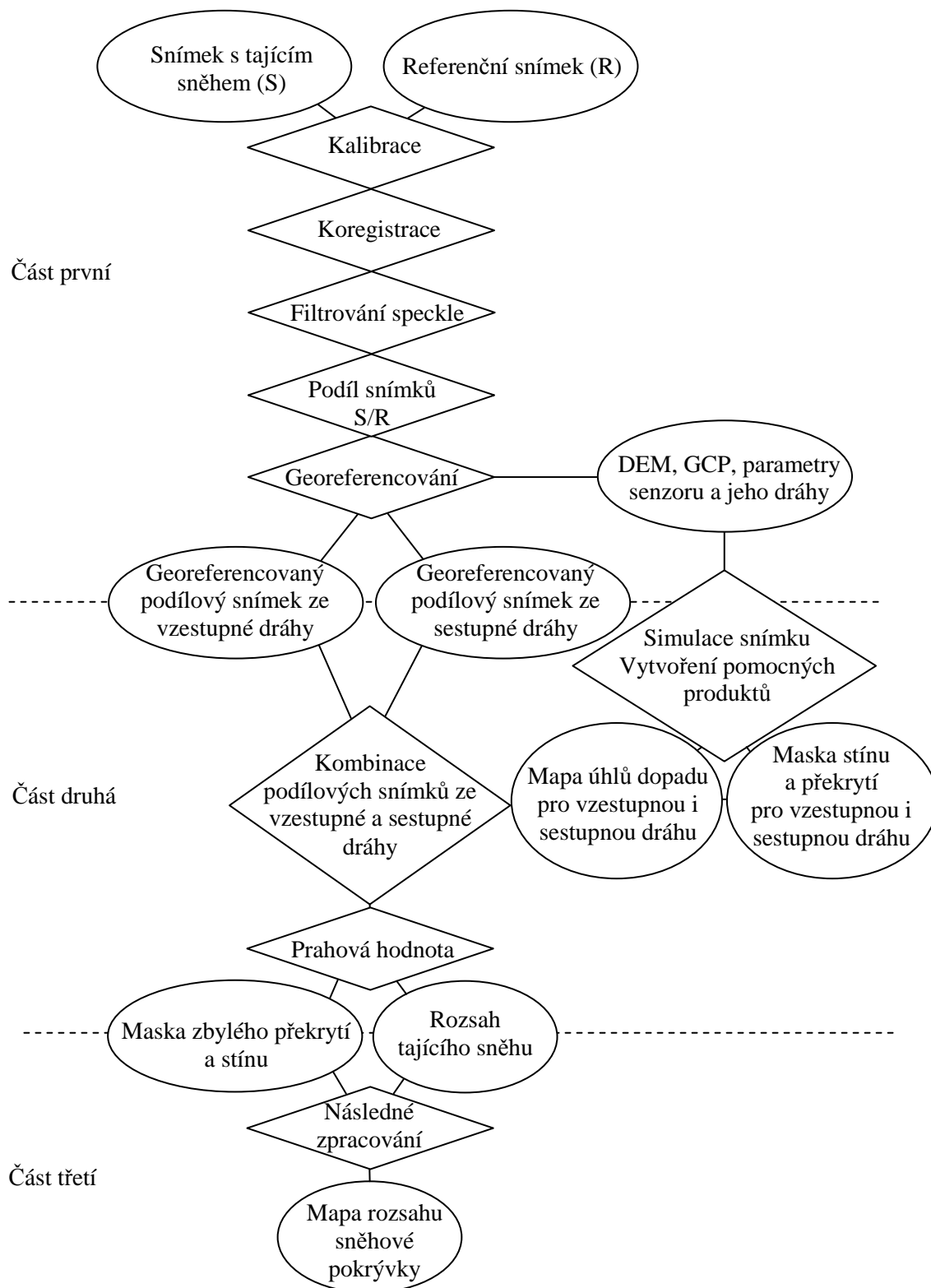
V druhé části je aplikováním klasifikačního pravidla vytvořena binární mapa sněhové pokrývky. Pro rozpoznání tajícího sněhu na základě porovnání pixel-pixel je aplikována prahová hodnota na podílový snímek. Pokud je pixel pod maskou překrytí, stínu nebo má nízký místní úhel dopadu ( $< 17^\circ$  pro co-polarizovaná data) nebo vysoký elevační úhel dopadu ( $> 78^\circ$ ) nemůže z něj být



získána informace o sněhové pokrývce. Pokud je hodnota pixelu menší než zvolený práh, je klasifikován jako tající sníh, v jiném případě je klasifikován jako oblast bez sněhové pokrývky. Nagler a Rott (1998) a mnoho dalších (například Baghdadi et al., 1997, Nagler et al., 1998, Nagler a Rott, 2000, Nagler a Rott, 2004a, b, Malnes a Storvold, 2004, Valenti et al., 2008) dospěli k prahové hodnotě  $-3$  dB pro rozpoznání tajícího sněhu v horském terénu za použití VV a HH polarizovaných dat ze senzorů ERS SAR, RADARSAT a ENVISAT ASAR.

Ve třetí fázi bývají obvykle vyloučena sídla a vodní plochy. Pro určení výskytu suché sněhové pokrývky je možné použít mapy rozsahu sněhové pokrývky z minulého roku. Jejich užití je vhodné především ve velmi členitých horských oblastech, kde se sníh pravidelně nevyskytuje na některých místech z důvodu velké svažitosti nebo kvůli převládajícím povětrnostním podmínkám. Obvykle bývá aplikováno pravidlo, že oblasti s vyšší nadmořskou výškou, než je výskyt tajícího sněhu, jsou pokryty suchým sněhem. Předpokládá se, že sníh začíná tát od nejnižších nadmořských výšek.

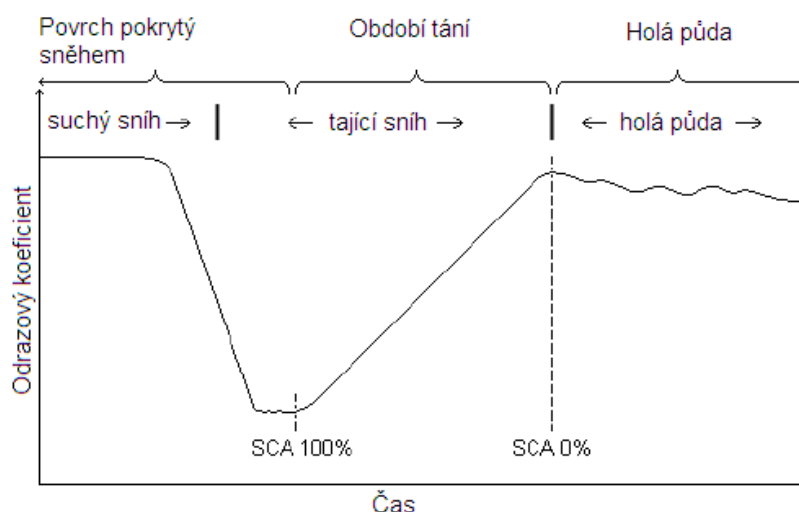
Popsaná metoda byla s menšími obměnami aplikována mnoha výzkumnými skupinami v geograficky odlišných oblastech s výskytem sezónní sněhové pokrývky. Švýcarská firma Gamma remote sensing vyrábí software převádějící SAR data do map rozsahu sněhové pokrývky. Podíleli se na projektech týkajících se monitoringu sněhu ESA Glasnowmap a EO Hydro. Další soukromou společností je německá Vista, kombinují data ENVISAT ASAR a NOAA AVHRR pro vytváření map tajícího sněhu v Bavorsku pro místní hydrologickou službu. Účastnili se také projektů Polarview. Používají Naglerův algoritmus s prahovou hodnotou  $-3$  dB, více v Löw et al. (2002). V Itálii ve Florencii se výzkumná skupina IFAC kolem P. Pampalonioho zabývala zjišťováním rozsahu sněhové pokrývky z dat ERS A ENVISAT ASAR v oblasti italských Alp (Pettinato et al., 2004). Data z RADARSATU jsou v Kanadě zpracovávána skupinou kolem Monique Bernier a společností Viasat, viz Magagi a Bernier (2003). Baghdadi et al. (1997) zkoumali rozsah sněhové pokrývky v oblasti jihovýchodního Québecu z dat ERS-1, rozšířili Naglerův algoritmus. V Norsku bylo skupinou kolem Eirika Malnese vylepšeno odvození pixelů, které představují výskyt suchého sněhu. Jsou vyřazeny oblasti, kde byla teplota nad nulou, a pixel je klasifikován jako suchá sněhová pokrývka pokud má nadmořskou výšku vyšší než je průměrná nadmořská výška všech pixelů tajícího sněhu v pohyblivém okénku  $10 \times 10$  km, teplota je pod nulou a nejméně 2 % pixelů v pohyblivém okénku jsou klasifikovány jako mokrá sníh (Malnes a Storvold, 2004, Storvold a Malnes, 2004). Tento postup je jako jeden ze zdrojů informací o sněhové pokrývce používán v projektu Envisnow, jehož výsledkem je systém přinášející informace o sněhové pokrývce v téměř reálném čase. Bylo navrženo nahrazení pevné prahové hodnoty sigmoidní funkcí (Malnes a Guneriusen, 2002).



Obr. 14: Vývojový diagram zpracování radarových snímků jak jej popisují Nagler a Rott (2000). Kombinaci snímků ze vzestupné a sestupné dráhy používají z důvodu velmi členitého terénu, lze tak minimalizovat oblasti s překrytím a radarovým stínem. (Zdroj: Přeloženo do češtiny z Nagler a Rott, 2000, s. 24.)

### 2.3.1.2 HUT algoritmus

Jedná se o algoritmus vyvinutý skupinou kolem prof. Hallikainena na Helsinské Technické Univerzitě (TKK, dříve HUT) pro určení rozsahu sněhové pokrývky v boreálních lesích Finska. Metoda užívá dva referenční snímky k získání podílu sněhové pokrývky, porovnání probíhá pixel po pixelu. Metoda HUT SCA byla vyvinuta pro oblast boreálních lesů. Je založena na předpokladu, že odrazový koeficient roste lineárně ze své minimální hodnoty (tající sníh tvoří 100 % povrchu) s rostoucím podílem povrchu bez sněhu směrem ke konečné hodnotě, kdy tající sníh tvoří 0 % povrchu a zbývá již jen holá půda.



Obr. 15: Časové proměny chování odrazového koeficientu během jara. Nejprve je celá země pokrytá sněhem (SCA = 100 %), následuje období tání, kdy je sníh mokrý a začíná klesat jeho rozsah (SCA), jakmile sníh úplně odtaje (SCA = 0 %) a najdeme již jen holou půdu bez sněhové pokrývky. (Zdroj: Upraveno do češtiny z Malnes, 2007, s. 6)

Koskinen et al. (1999a) navrhli algoritmus optimalizující rozpoznání sněhu v zalesněných oblastech, který pixel po pixelu porovnává dva referenční a jeden aktuální snímek. Vzorec pro relativní podíl holé půdy je:

$$F_g = 100 \frac{\sigma_i^0 - \sigma_w^0}{\sigma_g^0 - \sigma_w^0} \%$$

kde  $\sigma^0$  jsou odrazové koeficienty z referenčního snímku z počátku období tání sněhu (i), z referenčního snímku z konce období tání sněhu (g), což představuje již povrch bez sněhové pokrývky, a ze snímku aktuálního (w) pravděpodobně obsahujícího tající sníh.

Algoritmus byl vyzkoušen na datech z ERS-1 SAR, ERS-2 SAR v pásmu C z let 1997 – 2002. Výsledky byly porovnávány s daty z Finského ústavu pro životní prostředí (SYKE) z jejich předpovědního systému Watershead Simulation and Forecasting Systems (WSFS) a bylo dosaženo RMSE 0,213 pro otevřené oblasti a 0,179 pro zalesněné oblasti (Malnes, 2007).

Uplatňuje se zde také korekce odrazového koeficientu o objem kmenů lesního porostu, tento údaj je možné získat z podrobné mapy vlastností lesního porostu. Více o korekci lesního porostu například v Pulliainen et al. (2001), Luoju et al. (2008).

### 2.3.2 Rozpoznání suché sněhové pokrývky a vlastností sněhu ze SAR dat

„Vlastnosti sněhové pokrývky, které nejvíce zajímají hydrology, jsou plošný rozsah, vodní hodnota sněhu a obsah vody v kapalném stavu“ (Rott, 1986). Hallikainen (1989) k těmto třem přidává navíc informaci o začátku tání sněhové pokrývky. Vodní hodnotou sněhu (snow water equivalent), tj. výškou vodního sloupce, který by vznikl roztáním sněhové pokrývky na dané ploše, se zabývali například Gauthier et al. (2004) s použitím dat z Radarsatu a ENVISAT ASARu. Longépé et al. (2008) se zabývali použitím duálně polarizovaných dat ze senzoru ENVISAT ASAR, určovali rozsah sněhové pokrývky pomocí Naglerova algoritmu, výsledek pak byl jedním ze zdrojů vstupních dat do meteorologického modelu SAFRAN/CROCUS, pomocí něž je možné sledovat hodnoty vodního ekvivalentu sněhu, obsahu vody v kapalném stavu a výšku sněhové pokrývky. Niang et al. (2007) použitím téhož modelu a dat ENVISAT ASAR odhadovali hustotu sněhové pokrývky a její vlhkost.

K určení výskytu suché sněhové pokrývky nestačí jednoduše či duálně polarizovaná SAR data v pásmu C. Plně polarizovaná data poskytují více informací o snímaných objektech, do nedávna však neexistoval žádný satelitem nesený SAR senzor, který by taková data poskytoval. Jejich využití pro rozpoznání jak suché, tak tající sněhové pokrývky bylo zkoumáno především z dat ze senzorů nesených raketoplánem, letadlem či z pozemních. Detekcí a vlastnostmi sněhové pokrývky v horských oblastech USA z plně polarizovaných dat ze senzoru SIR-C/X-SAR se zabývali například Shi a Dozier (1995 až 2000), vyvinuli metodu pro získání informací o hustotě, hloubce, vlhkosti sněhu a o velikosti částic. Algoritmus pro rozpoznání vlhkosti horní vrstvy sněhové pokrývky navrhli na základě inverzního modelu a použití plně polarizovaných dat ze senzorů NASA/JPL airborne AIRSAR a SIR-C/X-SAR (Shi, Dozier a Rott, 1994). Odhadu vlhkosti sněhu z dat SIR-C/X-SAR se věnují také v několika dalších publikacích (Shi a Dozier 1995, 1996). Zabývali se modelováním vlivu hustoty suché sněhové pokrývky na odrazový koeficient z plně polarizovaných dat SIR-C/X-SAR v pásmu L (Shi a Dozier, 2000a). Jejich odhad hustoty suchého sněhu lze aplikovat pouze v případě, že podloží je skála nebo holá půda, podkladem nemůže být například firn. K odhadu hloubky sněhové pokrývky a velikosti jejich částic použili (Shi a Dozier, 2000b) plně polarizovaná data SIR-C/X-SAR v pásmu X a C, u hloubky se jim podařilo dosáhnout RMSE 34 cm a u velikosti částic 0,27 mm. Této problematice se věnovali tito autoři již dříve (Shi a Dozier, 1996). Holden et al. (1998, In: Hallikainen et al., 2001) zkoumali rozdíl mezi holou půdou a sněhovou pokrývkou pomocí plně polarimetrických dat ze senzoru EMISAR na území Norska. Nejlepších výsledků pro rozlišení sněhu a holé půdy dosahovali v případě užití plně polarimetrických dat v pásmu C, dále pak kombinací VV a HH polarizace také v pásmu C. V případě půdy porostlé vegetací bez sněhové pokrývky byl nejlepší výsledek získán kombinací HV a VH v pásmu C následovaný stejnou kombinací v pásmu L. Použitím časové řady plně polarizovaných dat v pásmech C a L ze senzoru SIR-C za účelem rozpoznání suché sněhové pokrývky se zabývali s dobrými výsledky Martini et al. (2004 a 2006). Odhad hustoty sněhu z polarimetrických dat SIR-C v pásmu L zkoumali Li et al. (2001).

Informace o fázi vlnění spadající do oblasti interferometrie jsou v současné době ve světě úspěšně zkoumány jako nástroj na detekci změn sněhové pokrývky, více například v Oveisgharan (2007), Rott et al. (2004), Engen et al. (2003), Guneriussen et al. (2001) a Strozzi et al. (1998).

## 2.4 Jednotlivé body výzkumu

### 2.4.1 Výběr nejvhodnější doby pro pořízení referenčního snímku

Referenční snímek by měl být pořízen v období minimální vlhkosti i vegetace, kdy zpětný odraz od zemského povrchu dosahuje vysokých hodnot. Nejvyšší hodnoty zpětného odrazu byly zaznamenány v zimě za výskytu suché sněhové pokrývky a také v suchém létě (Pettinato et al., 2004). Snímky z letního období zachycující ledovec bez sněhové pokrývky používají například Venkataraman et al. (2008). Je vhodné, aby referenční snímek pocházel stejně jako ten porovnávaný buď ze sestupné, nebo vzestupné dráhy satelitu.

Většinou nebývá používán pouze jeden snímek, ale průměrná hodnota získaná z více snímků. Zprůměrování pomůže odstranit krátkodobé změny odrazivosti, speckle a šum (Mjøen, 2008). Pettinato et al. (2004) použili rastr průměrných hodnot ze tří snímků o stejné geometrii snímání pořízených za vhodných meteorologických podmínek (suchá zima se sněhem) v časovém rozmezí tří měsíců. Nagler a Rott (2000) i Löw et al. (2002) doporučují zprůměrovat několik po sobě jdoucích snímků z období se suchou sněhovou pokrývkou nebo bez sněhu. V práci Valenti et al. (2008) nazývají snímek vzniklý sloučením několika snímků pořízených za vhodných podmínek „umělý referenční snímek“.

Bartsch et al. (2007) pracovali s několika páry snímků pocházejících z jednoho dne pořízených v 9 (sestupná dráha) a 21 hodin (vzestupná dráha). Jedna dvojice představující dva referenční snímky byla porovnávána s jinou dvojicí s předpokládaným výskytem sněhu, výsledky klasifikace byly nakonec zprůměrovány. Jako referenční pár byly použity snímky z období výskytu suché sněhové pokrývky. Pro časné léto v Alpské oblasti kolem 2000 m n. m. mohou být použita již jen data pořízená ráno.

Koskinen et al. (1997) nepoužívali jeden referenční snímek, ale dva. Snímek s nejvyšším a snímek s nejnižším odrazovým koeficientem, z počátku tání sněhu, kdy je většina sněhové pokrývky mokrá. Tyto snímky ani nemusí pocházet ze stejné sezóny. Nepoužívají však pro detekci sněhu tzv. Naglerovu metodu.

### 2.4.2 Změna prahových hodnot užívaných v algoritmu v závislosti na době pořízení referenčního snímku

V literatuře nebylo nalezeno žádné srovnání týkající se přímo sledování změn prahových hodnot dle doby pořízení referenčního snímku. Pouze v Bartch et al. (2007) píší, že se prahové hodnoty mění, ale již nezmiňují jak. „V horských oblastech se odrazový koeficient mění výrazně nejen během roku, ale také mezi dnem a nocí“ (Nagler a Rott, 2000, s. 15).

### 2.4.3 Změna prahových hodnot v závislosti na typu land coveru

Krajinný kryt (land cover) má výrazný vliv na zpětný odraz signálu. Většinou bývají z klasifikace vyloučeny vodní plochy (Koskinen et al., 1999a) a les (Malnes a Guneriusen, 2002, Malnes a Storvold, 2004). Případně jsou klasifikovány jen oblasti bez vegetace (Nagler a Rott, 2000), v horských oblastech s minimem vegetace je tato metoda dobře uplatnitelná. Vhodné je vyloučit i sídla (Löw et al., 2002).

Podle Koskinen et al. (1997) jsou průměrné hodnoty zpětného odrazu tající zmrzlé půdy bez sněhu a zmrzlé půdy bez sněhu stejné. Jsou pouze o 1 dB vyšší než hodnoty suché sněhové pokrývky, v závislosti na typu land coveru. Jen hodnoty tajícího sněhu jsou jasně odlišné. Rozdíly zpětného odrazu mezi obdobími bez sněhu a s tajícím sněhem klesají s rostoucím výskytem biomasy (Koskinen et al., 1997). Typický rozdíl mezi oblastmi bez sněhu nebo se suchým sněhem a oblastmi s tajícím sněhem se pohybuje kolem – 3 dB, pokud není přítomna hustá vegetace, les apod. (Baghdadi et al., 1997, Koskinen et al., 1997, Nagler a Rott, 1998, 2000, 2004a, Malnes a Guneriusson, 2002, Pettinato et al., 2004, Storbald et al., 2006). Löw et al. (2002) také souhlasí s prahovou hodnotou – 3 dB pro horské oblasti a ornou půdu, pro mapování sněhové pokrývky v zemědělsky využívaných oblastech volí hodnotu – 2 dB. Pokud by se mapovala celá zájmová oblast bez rozlišení kategorií krajinného pokryvu, upřednostňují Löw et al. (2002) prahovou hodnotu – 2 dB.

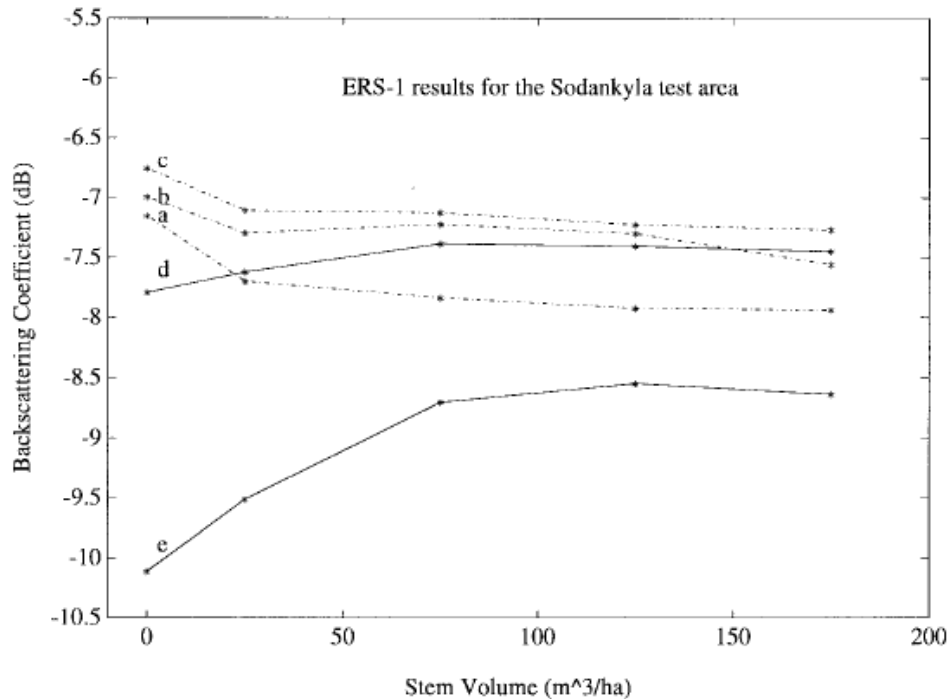
Největší sezónní změny ve zpětném odrazu, až 20 dB, vykazují oblasti pokryté firnem (Nagler a Rott, 2000). Ten však v Česku nenajdeme.

#### Alpská louka a holá půda

Nagler a Rott (2000) zkoumali alpskou louku a holou půdu o rozloze 150 x 150 m<sup>2</sup>, místní úhel dopadu byl 30°, data ze vzestupné i sestupné dráhy. V dubnu s mírně vlhkou horní vrstvou sněhu dosahoval odrazový koeficient – 13 dB (klesající dráha, ve dne), – 10 dB (vzestupná dráha, večer) kvůli částečnému opětovnému zmrznutí sněhové pokrývky. Bez sněhové pokrývky se objevovaly pouze malé variace mezi – 4 a – 6 dB. Suchý sníh mezi říjnem a březnem neměl výrazný vliv na odrazivost.

#### Les

„Sezónní a denní změny zpětného odrazu v lese jsou způsobeny změnou vlhkosti vegetace a půdy, mrznutím a táním, opadáváním a sněhovou pokrývkou“ (Koskinen et al., 1997, s. 605). V hustém lese se signál v pásmu C odráží především od stromů a suchý sníh nemůže být detekován (Koskinen et al., 1997, Nagler a Rott, 1998). Podle Koskinen et al. (1997) může být tající sníh rozpoznán při porovnání s daty s holou půdou či se suchou sněhovou pokrývkou. Nagler (1996) zaznamenal během zimního období změny zpětného odrazu nad 4 dB, ty byly částečně způsobeny i vlhkostí sněhové pokrývky pod stromy. Oproti tomu Hallikainen et al. (1995, In: Baghdadi et al., 1997) zaznamenali nevýrazný rozdíl mezi odrazovým koeficientem tajícího sněhu a suchého sněhu v zalesněných oblastech (porost borovice), menší než 1 dB, a rozdíl 4 dB v případě tajícího sněhu a zmrzlé půdy bez sněhu také v zalesněné oblasti.



Obr. 16: Střední hodnoty odrazového koeficientu (backscattering coefficient) v dB z dat ERS-1 SAR v oblasti Sodankyla, vliv objemu kmenů. Výsledky jsou jak z otevřených oblastí tak ze zalesněných v následujících kategoriích objemu kmenů (stem volume): 0–50, 50–100, 100–150 a 150–200. (a)–(c) představují letní podmínky, (d) suchý sníh, (e) tající sníh. (Zdroj: Koskinen et al., 1997, s. 606)

Je patrné, že zasněžený terén se chová stejně jako lehce mokrá půda bez sněhu. Také se ukazuje, že odrazivost roste se zvyšujícím se objemem kmenů, za výskytu tajícího sněhu. To je zapříčiněno výrazným zeslabováním signálu při kontaktu s vlhkým sněhem, čím je však větší objem kmenů, tím méně signálu se dostane až k povrchu sněhové pokrývky. Z grafu vyplývá, že při hodnotě 150 m³/ha objemu kmenů odrazový koeficient pochází již pouze z korun stromů (Koskinen et al., 1997). Odrazový koeficient pro zalesněnou oblast s výskytem mokrého sněhu je o 3 až 4 dB nižší než za výskytu suché sněhové pokrývky, pokud je objem kmenů vysoký, klesá rozdíl na 2,5 – 3 dB (Koskinen et al., 1999b).

#### Kultivovaná louka

Nagler (1996) zaznamenal, že suchý sníh a zmrzlá půda se liší o 2 až 3 dB ve srovnání se stavem bez sněhu. Obecně podle něj nelze rozlišit zmrzlou půdu se suchým sněhem od zmrzlé půdy, ne však za použití pásma C o VV polarizaci. Nagler a Rott (2000) zkoumali změny zpětného odrazu na kultivované louce 200 x 200 m². Data byla ze sestupné i vzestupné orbity s lokálním úhlem dopadu 20° a 26°. Nejvyšší hodnoty odrazu byly zaznamenány v říjnu, kdy byla zem mokrá po předchozím dešti, stejných hodnot bylo dosaženo v prosinci, kdy byla zem pokryta suchým sněhem. Jakmile v lednu začal sníh tát, odraz se zmenšil o 2 dB. Nejnižší odrazový koeficient (– 18 dB) byl zaznamenán v dubnu, kdy byl sníh mokrá. Jakmile přestal být sněhový povrch jednotný, odrazový koeficient vzrostl. Maximální dosažený rozdíl byl 7 dB.

### Zemědělsky využívané oblasti, mokřiny

Odrazový koeficient se mění během zimní sezóny výrazněji než v oblastech kultivovaných luk z důvodu časové proměnlivosti členitosti povrchu a změn obsahu vody v kapalném nebo pevném stavu. Redukce zpětného odrazu v jarním období obvykle signalizuje tání sněhu (Nagler a Rott, 2000). Pro pastviny použili Löw et al. (2002) prahovou hodnotu – 2 dB, pro obdělávané pole – 4 dB.

### Vodní plochy

Mají jiný vývoj intenzity odrazu než zemský povrch s minimem vegetace. Malnes a Guneriusen (2002) zkoumali tento vývoj a navrhují oddělit algoritmus pro klasifikaci změn pro kategorii vodních ploch a také pro další kategorie land coveru. „Zamrzlé jezero pokryté sněhem má vysokou odrazivost oproti otevřené vodní hladině. Jakmile začne snít na povrchu tát, odrazivost se snižuje až na hodnotu jakou má otevřená vodní hladina. Pokračující tání vede až k úplnému odkrytí ledu, který má relativně vysokou odrazivost. Po roztátí ledu se opět odrazivost sníží. Tento vývoj odrazivosti je u zamrzlé a zasněžené vodní plochy symbolizován histogramem se třemi vrcholy“ (Malnes a Guneriusen, 2002, s. 1).

Členitost povrchu (surface roughness) má také velký vliv na odrazivost. V literatuře je popsán pokus, v němž byla na čerstvém sněhu na ledovci vyšlapána na lyžích oblast tvaru obdélníku, stopy lyží hluboké 5 až 13 cm byly rovnoběžné s trasou satelitu. Tato umělá změna vlastností sněhu způsobila výrazný nárůst zpětného odrazu v pásmu C. Nenarušené okolí vykazovalo odrazový koeficient – 19 dB, narušená oblast měla průměrný odrazový koeficient pouze – 0,5 dB (Nagler, 1996, Nagler a Rott, 2000). Magagi a Bernier (2003) zaznamenali na datech ze senzoru RADARSAT o HH polarizaci v případě členitého mokrého sněhu velmi podobný odrazový koeficient jako od sněhu suchého.

#### 2.4.4 Změna prahových hodnot v závislosti na polarizaci dat

Odrazový koeficient u stejně polarizovaných i křížem polarizovaných dat je velmi citlivý na podmínky tání sněhu. V zásadě se doporučuje kombinovat pouze data o stejném typu polarizace. Pro HH a VV polarizaci jsou odrazy téměř identické (Pettinato et al., 2004), je tedy možné kombinovat i takto polarizované snímky. Není však vhodné kombinovat data o stejné polarizaci s daty o křížové polarizaci, vzhledem k nedostatečné kompenzaci vlivu terénu kvůli odlišné úhlové závislosti odrazivosti (Nagler a Rott, 2004b). Je možné použít data polarizovaná křížem, ale referenční snímek musí být také polarizovaný křížem, při nízkém úhlu dopadu je jejich užití vhodnější než stejně polarizovaných dat (Nagler a Rott, 2004b). Nagler a Rott (2000) našli stejnou prahovou hodnotu – 3 dB jak pro data HH (RADARSAT) tak pro data VV (ASAR). Pro křížem polarizovaná data je odrazový koeficient o několik dB nižší než pro data o stejné polarizaci, jejich podílem se dá také dosáhnout dostatečného dynamického rozsahu odrazového koeficientu pro detekci tajícího sněhu, z důvodu malého počtu snímků se však o této možnosti nerozepisují dále (Nagler a Rott, 2004a). Nagler a Rott (2004a) zjistili, že podílový snímek vzniklý kombinací snímku o stejné polarizaci a snímku, který je křížem polarizovaný, se dá dosáhnout také dostatečného rozsahu odrazového koeficientu pro rozpoznání tajícího sněhu, nejsou však plně kompenzované topografické efekty, proto



tento postup nedoporučují. U křížem polarizovaných dat (VH, HV) mají terén, případně vegetace větší vliv na odrazový koeficient než u stejně polarizovaných dat (Malnes et al., 2004).

#### 2.4.5 Vhodnost použití radarových dat o kratší vlnové délce

Vzhledem ke kratší vlnové délce je snazší rozpoznat tající sněhovou pokrývku pomocí pásma X než pásma C. Pro oblast Česka v současnosti nejsou dostupná data v dostatečně krátkých časových intervalech. Na oběžné dráze také není mnoho SAR systémů snímajících v kratších vlnových délkách než v pásmu C:

- 2007 TerraSAR-X (Německo), VI 2010 úspěšně vynesena TanDEM-X
- 2007 vynesena první ze čtyř satelitů COSMO SkyMed (Itálie)
- 2008 TecSAR (Izrael, USA, armádní)
- duben 2010 Cryosat-2 (ESA)
- \*2011 Paz SAR-X (CDTI - Španělsko)
- ?\*Core-H2O (ESA)

Kromě systémů nesených satelity je také řada senzorů na letadlech, nejčastěji zmiňovaným v literatuře vzhledem k rozpoznání tajícího sněhu je SIR-C/X-SAR (kampaň v roce 1994; NASA, DARA, ASI; shuttle), dalšími jsou RAMSES (ONERA – Francie), Pi-SAR (Japonsko), E-SAR (DLR – Německo).

V práci Venkataraman et al. (2008) jsou snímky TerraSAR-X SSC ledovce Gangotri v Himalájích získány za podmínek částečného pokrytí sněhem i bez sněhu. Výsledky klasifikace výskytu sněhu porovnávají také s výsledky z dat ENVISAT ASAR SLC. Díky menší hloubce pronikání signálu z TerraSAR-X (pásmo X) bylo získáno více informací o sněhovém pokryvu než ze snímků ASAR (pásmo C) nebo PALSARu (pásmo L). Pásmo X je pro mapy výskytu sněhu nejvhodnější, pásmo L poskytuje velice málo informací. Pro data v pásmu C byla zvolena prahová hodnota -2 dB jako vhodnější než -3 dB, pro data v pásmu X byla použita prahová hodnota -3 dB.

Hallikainen et al. (1995) používali data v pásmu C a X o polarizacích VV, VH, HH a prováděli klasifikaci pro různé typy land coveru. Jako nejvhodnější pro detekci tajícího sněhu obecně jim vyšla data v pásmu X o polarizaci VH.

Pásmo Ku má kratší vlnovou délku než pásmo X a je možné pomocí něj rozpoznat i suchou sněhovou pokrývku (Storvold et al., 2006).

### 3 Metodika a vstupní data

#### 3.1 Popis dat

Radarová data, sněhové mapy z dat MODIS, vyinterpolované i původní záznamy z meteorologických stanic, to vše bylo poskytnuto v rámci projektu FLOREO. Vektorová data CORINE land cover 2006 byla poskytnuta MŽP ČR pro účely této práce zdarma. Rastr nadmořských výšek SRTM je volně ke stažení na internetu, ortofota z ArcIMS serveru CENIA jsou dostupná online.

### 3.1.1 ENVISAT ASAR

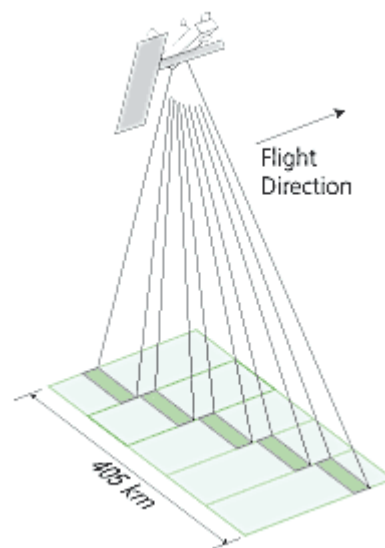
Satelit ENVISAT (Environmental Satellite) byl vynesena na oběžnou dráhu v roce 2002, jeho dráha je polární, slunečně synchronní o inklinaci  $98,55^\circ$ . Pohybuje se ve výšce kolem 800 km a perioda opakování přeletu je 35 dní. Distribuci dat spravuje ESA.

Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) je jedním z deseti senzorů nesených tímto satelitem. SAR senzor pracuje v pásmu C (5,331 GHz). Úhel dopadu se pohybuje mezi  $15$  a  $45^\circ$ , je možné zvolit si jeden ze sedmi způsobů pořizování dat (IS1-IS7), které se liší úhlem dopadu a šířkou snímaného pásu. Polarizace dat je jednoduchá (HH nebo VV) a duální (VV/HH, HV/HH, nebo VH/VV). Módů snímání je pět: Strip Map (Image a Wave) a ScanSAR (Alternating Polarisation s prostorovým rozlišením  $30 \times 30$  m, Wide Swath s rozlišením  $150 \times 150$  m a Global monitoring mode s rozlišením  $1000 \times 1000$  m). Zaznamenává fázi, data je tedy možné použít pro interferometrii.

Zpracována je řada snímků ASA\_WSM\_1P (Wide Swath Medium Resolution Image) ze senzoru ENVISAT ASAR z let 2008 – 2010 o VV polarizaci. Jejich prostorové rozlišení je přibližně 150 m, velikost pixelu  $75 \times 75$  m. Radiometrické rozlišení (radiometric resolution) od 1,45 do 1,72 dB, v tomto případě se nejedná o množství hodnot, jichž může nabývat pixel. Radiometrické rozlišení zde popisuje očekávané kolísání zbytkového radiometrického signálu na pixel v závislosti na počtu pohledů (number of looks) a podílu šumu na signálu (Fritz, 2009). ENL (equivalent number of looks) 11,5.

Doručená data jsou georeferencovaná, v mapové projekci WGS84, byla provedena oprava antény, vzdálenosti byly převedeny ze šikmé vzdálenosti (slant range) na vzdálenost v rovině (ground range).

ScanSAR mód svým způsobem pořizování dat odstraňuje omezení šířky snímaného pásu, které má Strip Map mód. Snímek je vytvářen postupnou kombinací několika na sobě nezávislých „snímků“ (beam buffers). Během snímání se mění úhel, pod kterým anténa vysílá paprsek. Každá jednotlivá oblast snímaná paprskem vyslaným pod jiným úhlem se nazývá dílčí oblast (sub-swath), výsledný snímek je pak jejich syntézou. Princip ScanSARu je rozdělit čas snímání požadované oblasti mezi dvě nebo více oddělených dílčích oblastí, z nichž je získána informace. Velikost sledovaného území bývá obvykle  $400 \times 400$  km, maximální rozsah je  $400 \times 4000$  km (ASAR Product Handbook a <http://www.esa.int>).



Obr. 17: Pořizování dat senzorem ASAR - ScanSAR Wide Swath Mode. Směr letu (flight direction), 405 km je šířka snímaného pásu. (Zdroj: <http://www.telespazio.it/>)

### 3.1.2 TerraSAR-X

Družice TerraSAR-X byla vynesena na oběžnou dráhu v roce 1997, její inklinace je  $97,4438^\circ$  a pohybuje se ve výšce kolem 514 km. Perioda opakování přeletu je 11 dní, tzn., že v tomto intervalu může být objekt snímán se stejnou geometrií. Její životnost se odhaduje na nejméně 5 let. Je prvním komerčně využívaným satelitem poskytujícím radarová data s prostorovým rozlišením až 1 m. Pořízená data jsou spravována německou společností Infoterra GmbH.

SAR senzor pracuje v pásmu X (9,65 GHz), data mohou být polarizována jednoduše či duálně. Plná polarizace funguje pouze ve speciálním módu a neuvažuje se o jejím zapojení do běžného provozu (Roth et al., 2005). Senzor zaznamenává také fázi signálu, data mohou být použita pro interferometrii. Má tři hlavní módy snímání: SpotLite a HighResolution SpotLite (prostorové rozlišení od 1 m), StripMap (prostorové rozlišení od 3 m) a ScanSAR (prostorové rozlišení od 18 m).

Je poskytováno několik základních typů produktů: Single Look Slant Range Complex (SSC) vhodný pro interferometrii, Multi Look Ground Range Detected (MGD) s přibližně čtvercovými pixely a souřadnicemi orientovanými podél směru letu, promítnuté na elipsoid, Geocodede ellipsoid Corrected (GEC) také bez korekce terénu, ale již georeferencované do UTM nebo UPS v oblasti pólů a posledním produktem je Enhanced Ellipsoid Corrected (EEC), je opraven vliv terénu, lokalizace pixelu je mnohem přesnější než u předchozích produktů. K EEC je také možné získat rastr lokálních úhlů dopadu, oblastí radarového stínu a překrytí (Geocoded Layover Shadow and Incidenc Angle Mask = GIM).

Pro účely práce byly k dispozici tři snímky typu MGD\_RE\_SM\_S ze senzoru TerraSAR-X z 20. ledna, 11. února a 5. března 2010. Čas pořízení je kolem 16:34 UTC (přibližně 17:34 CET), dráha vzestupná, relativní dráha (track) číslo 70.

- MGD znamená multi-look produkt. Byly odstraněny šумы a zmenšen vliv speckle, pixely mají přibližně čtvercový tvar (rozlišení ve směru letu a kolmé na směr letu je tedy stejné), byla provedena jednoduchá polynomičká projekce ze slant range na ground range s použitím elipsoidu WGS84 a průměrnou výškou terénu. Nebyla provedena rotace snímku do koordinačního systému mapy, aby nebyla vnesena chyba během interpolace hodnot. Data však nesou informaci o poloze v souřadnicovém systému WGS84. Nebyla provedena terénní korekce, tudíž poloha pixelů ve směru kolmém na směr letu nebývá vždy úplně správná (Fritz, 2009).
- RE označuje variantu módu rozlišení dat (resolution mode), ten může být buď prostorový (spatially) nebo radiometrický (radiometrically enhanced) jako v tomto případě. Hodnota pixelu vzniká z konstantního množství pohledů (looks). Tento způsob zpracování upřednostňuje radiometrické rozlišení před prostorovým. Radiometrické rozlišení zde nepředstavuje množství hodnot, jichž může nabývat pixel. Více v předchozím textu o datech ze senzoru ASAR nebo Fritz (2009). Radiometrické rozlišení se pohybuje kolem 1,5 dB (Fritz, 2009).
- SM značí StripMap mód snímání. Pás snímaného území je ozařován kontinuální sekvencí pulzů. Úhel pohledu ani azimut vysílaného paprsku se nemění. Šířka snímaného pásu je 30 km při jednoduché polarizaci dat, rozlišení ve směru letu je 3,3 m při jednoduché polarizaci dat,

rozlišení ve směru kolmém na směr letu se pohybuje od 1,7 do 3,5 m, úhel dopadu může být od 20° do 45° (Fritz, 2009), ve zpracovávaných snímcích se pohybuje od 22° do 26°.

- S označuje typ polarizace dat, v tomto případě jednoduchá polarizace (single), zpracovávaná data mají VV polarizaci.

Původní hodnota pixelů v doručených datech je amplituda (amplitude, DN). Lze jí snadno převést na  $\beta^0$  beta nought (radar brightness) vyjadřující odrazivost signálu na jednotku plochy v šikmé vzdálenosti (slant range). Abychom se dostali k  $\beta^0$ , je třeba vynásobit hodnoty pixelů na druhou a po té kalibračním faktorem:

$$\beta^0 = calFactor * DN^2$$

kde *calFactor* (pro dané snímky 1.62526433139881697E-05) je získán z metadat o kalibraci snímků, DN je hodnota pixelu (amplitude), více v Radiometric Calibration of TerraSAR-X Data.

Pokud bychom chtěli získat hodnoty odrazového koeficientu  $\sigma^0$ , se kterými se počítá u snímků z ASARu, bylo by třeba znát lokální úhel dopadu. U dat s takovýmto prostorovým rozlišením by byl vhodnější podrobnější digitální model terénu než volně dostupný SRTM. Pokud je žadáním výsledkem pouze podíl snímků (tj. rozdíl v logaritmickém měřítku), není třeba převádět  $\beta^0$  na  $\sigma^0$ , protože podělením snímků v  $\beta^0$  se odstraní vliv lokálního úhlu dopadu. Jelikož vztah mezi  $\beta^0$  a  $\sigma^0$  je:

$$\sigma^0 = \beta^0 * \sin \theta_{loc}$$

kde  $\sin \theta_{loc}$  je lokální úhel dopadu (Radiometric Calibration of TerraSAR-X Data).

### 3.1.3 Ostatní vstupní data

#### MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)

Optický senzor nesený satelity Terra a Aqua, pod správou NASA. Senzor snímá 36 pásem v intervalu od 0,405 do 14,385  $\mu\text{m}$ , data jsou pořizována ve třech prostorových rozlišeních 250, 500 a 1000 m. Data jsou získána v rámci projektu FLOREO. Zpracovávané rastrové mapy sněhové pokrývky mají velikost pixelu 250 x 250 m, dodávány jsou v souřadnicovém systému S-JTSK. Obsahují tři kategorie, sníh = „100“, oblačnost = „200“ a ostatní = „0“.

#### SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)

Společný projekt amerických NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) a NASA. Měření probíhalo v roce 2000, senzor byl nesen raketoplánem Endeavour. Radar vysílal vlnění v pásmu X a C, za užití dvou antén. Informace o výškách byla získávána pomocí interferometrie. Cílem bylo získat data o nadmořských výškách z 80 % povrchu Země, toho bylo dosaženo pomocí informací získaných ze snímání v pásmu C. Výsledky jsou volně dostupné ke stažení na internetu. Podrobnější topografické informace získané z měření v pásmu X byly zpracovány a jsou distribuovány DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt), pokrývají menší část povrchu Země. Data je možné získat na adrese <http://srtm.csi.cgiar.org/>. Českou republiku pokrývají čtyři snímky, velikost pixelu je 3'' (přibližně 90 m), na stránkách české firmy Gisat je k dispozici SRTM DEM pro ČR jako jeden snímek. Software NEST používá SRTM DEM při topografické korekci snímků z ASARu,

pokud je on-line, automaticky data stahuje z internetu, při off-line práci je potřeba mít DEM uložený na disku.

### Teplota a výška sněhu

Pochází ze 79 meteorologických stanic ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav) rozmístěných po celé ČR. Data jsou dostupná pro jakýkoli den. Obsahují ID stanice, datum pořízení záznamu, souřadnice stanice, její nadmořskou výšku, výšku sněhové pokrývky, maximální a minimální denní teploty a množství spadlých srážek. Průměrná denní teplota je vypočtena jako součet maximální a minimální teploty a vydělena dvěma. Data používaná při hodnocení podílových radarových snímků byla získána již v podobě bodové informace o teplotách vyinterpolovaných metodou IDW (Inverse Distance Weighting) do rastru o velikosti pixelu přibližně 3 x 3 km.

### CORINE (Coordination of Information on the Environment) Land Cover 2006

Cílem projektu CORINE je sběr, koordinace a zajištění kvalitních informací o krajinném pokryvu (land cover), které jsou srovnatelné v rámci celé EU. Databázi tvoří vektorová vrstva polygonů, které vznikly interpretací družicových snímků ze senzoru LANDSAT s rozlišením 25 m. Minimální jednotka pro inventarizaci byla 25 ha a její minimální šíře 100 m. Výsledná mapa krajinného krytu má rozlišení 1: 100 000. Polygony představují rozšíření jednotlivých tříd vegetačního krytu, celkem 44. Na území ČR se nachází 28 tříd. Některé třídy byly sloučeny. Pro hodnocení výsledků změny odrazového koeficientu nebylo potřeba, aby zůstaly odlišené.

Vytvořena byla nová třída oblastí velmi poznamenaných zásahem člověka, které by se zřejmě na podílovém snímku odrazových koeficientů chovaly neobvykle, a proto je bylo třeba vyloučit z celkového hodnocení výsledků. Třída vznikla sloučením následujících kategorií: souvislá a nesouvislá městská zástavba, průmyslové a obchodní areály, silniční a železniční síť s okolím (zahrnuje především nádraží, rozsáhlé křižovatky a nájezdy), přístavy, letiště, oblasti současné těžby surovin, haldy a skládky (často vodní plochy), staveniště, městské zelené plochy, sportovní a rekreační plochy. Tvoří 6,1 % z rozlohy ČR, tj. 4810 km<sup>2</sup>.

Druhá nová třída, která již byla použita při hodnocení vlivu krajinného krytu na změny odrazového koeficientu, vznikla sloučením dvou původních tříd, vinic se sady, chmelnicemi a zahradními plantážemi (číslo 22). Její rozloha odpovídá 0,6 % rozlohy Česka. Třetí sjednocením vodních ploch s vodními toky (0,7 % rozlohy ČR, č. 5) a čtvrtá spojením mokřadů a močálů s rašeliništi (0,11 % rozlohy ČR, č. 4).

Ostatní kategorie zůstaly zachovány a byl hodnocen jejich vliv na změny odrazového koeficientu:

- nezavlažovaná orná půda (č. 211) představuje 41 % rozlohy ČR,
- louky a pastviny (č. 231) tvoří 6,7 % rozlohy ČR,
- směsice polí, luk a trvalých plodin (č. 242), pouze 0,5 %,
- zemědělské oblasti s přirozenou vegetací (č. 243) tvoří zde 8,6 %, jsou do nich zařazována malá pole nepřesahující velikostní limit pro zaznamenání, malá sídla, remízky, stromy podél potoků a cest apod.,

- přírodní louky (č. 321), 0,5 %,
- stepi a křoviny (č. 322), 0,03 % tj. 27,4 km<sup>2</sup>,
- nízký porost v lese – hraničí s lesem, často představuje horské louky s rozptýlenými stromy a keři (č. 324), 2,4 %,
- skály – odpovídá vysokohorskému terénu, nízká vegetace, místy vystupují skály či kameny, hodnoty tajícího sněhu by se tedy mohly blížit výsledkům z alpských oblastí, jaké naměřili například Nagler a Rott, jsou tvořeny pouze malým územím na hřebenech Krkonoš (č. 332) o rozloze 2 km<sup>2</sup>,
- listnaté lesy (č. 311), 3,2 %,
- jehličnaté lesy (č. 312), 21,6 %,
- smíšené lesy (č. 313), 7,7 %.

Pouze lesy jehličnaté, listnaté a smíšené byly v jednom případě sloučeny a to při celkovém hodnocení změn odrazového koeficientu, kdy byly z hodnocení vyloučeny oblasti výrazně poznamenané člověkem (definice v předchozím textu), lesy, vodní plochy a toky.

#### Ortofota ČR z ArcIMS serveru CENIA

Slouží k porovnání se stavem blízcím se nejvíce skutečnému stavu krajinného pokryvu. Poskytují podrobnější informace o land coveru než databáze CORINE, která má jistý velikostní limit, kdy je prvek teprve zařazen do databáze. Mnohá menší osídlená území v CORINE zanedbaná mají velký vliv na výsledné změny odrazivosti. Prostorové rozlišení je 1 m.

## 3.2 Postup zpracování radarových dat

### 3.2.1 ASAR

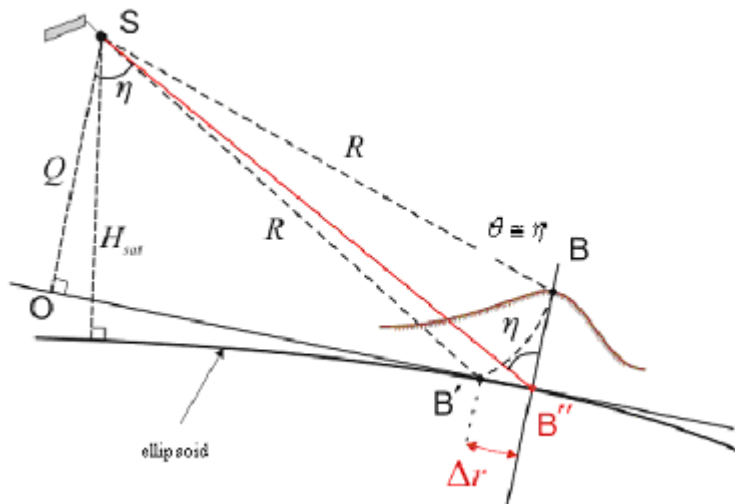
Data ze senzoru ENVISAT ASAR jsou zpracovávána v softwaru NEST 3C 1.01, dále vyexportována ve formátu GeoTIFF, ten je nutné přeložit do TIFF 6.0 v PCI Geomatica, aby s výsledným rastrem mohl pracovat ArcMap. V něm jsou výsledná data porovnávána s krajinným pokryvem, teplotami a hodnotami výšky sněhové pokrývky z ČHMÚ a mapou výskytu sněhové pokrývky ze senzoru MODIS.

- 1) Záleží na hardwarovém vybavení PC. Snímky je nejprve nutné co nejvíce zmenšit, NEST totiž řadu operací provede s chybným výsledkem nebo vůbec, pokud jsou vstupní data příliš objemná. Chybu ovšem nenahlásí. Zájmovou oblastí je v tomto případě území ČR, podle něj jsou data oříznuta.
- 2) Radiometrické korekce – pro data ASAR WSM to znamená převod hodnot amplitudy na odrazový koeficient  $\sigma^0$  dle vztahu

$$\sigma^0 = (DN^2 / K) * \sin \theta$$

kde DN je hodnota pixelu, K je absolutní kalibrační konstanta a  $\theta$  je úhel dopadu. Hodnoty  $\sigma^0$  je již možné porovnávat mezi sebou nezávisle na poloze pixelu a době pořízení. Tento výpočet je prováděn automaticky.

- 3) Filtrace spekle – odstranění spekle pomocí filtru Gamma MAP o velikosti 7x7 pixelů. Filtr byl vybrán z důvodu zachování stejného postupu zpracování dat jako v projektu FLOREO. Gamma MAP filtr odstraňuje vysokofrekvenční šum a zachovává vysokofrekvenční objekty (hrany). Je předpokládáno, že rozdělení hodnot ve scéně nemá rozložení Gaussovo, ale Gamma. Původní hodnota pixelu by se měla pohybovat někde mezi hodnotou zájmového pixelu a průměrem posuvného okénka filtru (Mansourpour et al., 2006).
- 4) Koregistrace dvou snímků se sub-pixelovou přesností je prováděna pro referenční snímek, který je braný jako vzor (master), a pro snímek s tajícím sněhem, který je podle něj převzorkován (slave). Koregistraci je nutné provést kvůli následnému porovnávání hodnot dvojice snímků pixel po pixelu, pixely na sebe sedí přesně zcela výjimečně. Interpolace hodnot je provedena metodou nejbližšího souseda (nearest neighbour). Počet GCP (Ground control points) byl zvolen 200, jejich výběr je v softwaru NEST plně zautomatizován.
- 5) Topografická korekce je opravou vlivu topografie na pozici bodu ve snímku. Vliv topografie je vidět na následujícím obrázku.



Obr. 18: Deformace pozice bodu na snímku, která je opravena při topografické korekci.  $B$  je skutečná pozice bodu o výšce  $h$  nad elipsoidem, na němž je zobrazena pozice bodu  $B'$  v SAR snímku, jeho správná pozice na SAR snímku je  $B''$ . Rozdíl  $\Delta r$  mezi pozicemi  $B'$  a  $B''$  vyjadřuje efekt terénní distorze.  $S$  je senzor,  $R$  vzdálenost bodu od senzoru, v tomto případě je vzdálenost  $B$  a  $B'$  stejná. (Zdroj: NEST Help.)

- 6) Pro opravu je použit rastr nadmořských výšek SRTM DEM. Zdá se, že rychlost zpracování se nemění v závislosti na tom, zdali je stahován z internetu, nebo uložen na disku. Hodnoty pixelů jsou interpolovány metodou nejbližšího souseda. V tomto kroku je možné nechat si vygenerovat vrstvu lokálních úhlů dopadu.

Nyní je ukončena příprava dat a je možné porovnat změnu hodnot odrazového koeficientu referenčního snímku a snímku s tajícím sněhem.

- 7) Pro zjištění rozdílu je třeba porovnat snímky pixel po pixelu, jsou možné dva postupy s identickým výsledkem:

- a. odečtení referenčního snímku od snímku s tajícím sněhem,  $\sigma^0$  obou snímků je v dB, převod x na dB se provádí  $10 * \log_{10}(x)$ ,

$$rozdil = 10 * \log_{10}(\sigma_{ws}^0) - 10 * \log_{10}(\sigma_{ref}^0)$$

- b. podíl snímků, který je následně převeden do logaritmické stupnice

$$podil = 10 * \log_{10}(\sigma_{ws}^0 / \sigma_{ref}^0)$$

Vznikne tedy nová vrstva s hodnotami změn odrazových koeficientů. Pro další práci v jiném softwaru je jí třeba vyexportovat do formátu GeoTIFF, ten přeložit v PCI Geomatica do formátu TIFF 6.0, pak ji lze teprve otevřít v softwaru ArcMap. Prahové hodnoty pro tající sněž budou zjišťovány porovnáním změn odrazových koeficientů s rozsahem sněžové pokrývky z dat z MODIS a s teplotami, případně množstvím sněhu z dat z ČHMÚ.

V případě porovnávání snímku s tajícím sněhem se snímkem vytvořeným zprůměrováním dvou referenčních je nejprve potřeba koregistrovat oba referenční snímky, které již mají provedeny radiometrické korekce a filtraci speckle. Dále vytvořit jejich průměrový snímek. V softwaru NEST byla vypočtena průměrná hodnota pixel po pixelu:

$$prumerovy\ snimek = ("referenčni\ snimek\ 1" + "referenčni\ snimek\ 2") / 2$$

S výsledným průměrovým snímkem se již pracuje stejně jako s ostatními referenčními snímky, které již mají provedeny radiometrické korekce a odstraněny speckle.

### 3.2.2 TerraSAR-X

Zpracování těchto dat je obtížnější, protože nejsou plně podporována softwarem NEST ani jiným zdarma dostupným softwarem. Nakonec byla zpracována v NESTu 3.01 C. Postup je velmi podobný zpracování dat ze senzoru ASAR, uvedu tedy jen části lišící se zpracováním.

Byly odstraněny speckle pomocí Gamma MAP filtru s velikostí posuvného okénka 7x7 pixelů. Snímky musely být dvakrát převzorkovány (subsampling), aby se zmenšil jejich datový objem. Nešlo s nimi v NESTU pracovat, kvůli jejich velikosti vzhledem k hardwarovému vybavení počítače. Byla provedena koregistrace snímků a jejich reprojekce do WGS84. Původně byly hodnoty pixelů v amplitudě, která byla převedena na  $\beta^0$  (radar brightness) pomocí vztahu

$$\beta^0 = calFactor * DN^2$$

kde *calFactor* (pro dané snímky 1.62526433139881697E-05) je získán z metadat o kalibraci snímků, DN je hodnota pixelu (amplitude), více ve Fritz (2007, s. 252). Přepočtení na odrazový koeficient  $\sigma^0$  nebyl proveden. Pokud je však žadáným výsledkem pouze podíl snímků (případně rozdíl v logaritmickém měřítku), není třeba je převádět na  $\sigma^0$ , protože podělením snímků v  $\beta^0$  se odstraní vliv lokálního úhlu dopadu  $\theta_{loc}$ . Vztah mezi  $\sigma^0$  a  $\beta^0$  je:

$$\sigma^0 = \beta^0 * \sin \theta_{loc}$$



### 3.3 Výběr radarových dat

Snímky ze senzoru TerraSAR-X byly pořízeny v rámci projektu FLOREO dne 20. 1. 2010, 11. 2. 2010 a 5. 3. 2010. Naneštěstí jsou všechny tři pořízeny v době, kdy se teploty pohybovaly pod nulou skoro v celé zájmové oblasti. Žádný pravděpodobně neobsahuje tající sněhovou pokrývkou, jejíž vliv na změnu  $\sigma^0$  měl být zkoumán. Pořízení vhodnějších snímků nebylo v rámci této diplomové práce možné z finančních důvodů. Nejsou k dispozici příliš vhodné sněhové mapy z MODIS. První v roce 2010 pochází ze 4. 2. (číslo 35), kdy české území zasahovala velká oblačnost, nejvhodnější jsou mapy z 21. 2. (č. 52) a 7. 3. (č. 66).

Výsledné rozdíly odrazových koeficientů ze senzoru ASAR budou porovnávány s mapami rozsahu sněhové pokrývky ze snímků MODIS a rastrem průměrných teplot. Informace o teplotách jsou dostupné pro všechny dny, proto se výběr radarových dat řídí dostupností map rozsahu sněhové pokrývky z optických dat. Nejprve bylo potřeba projít všechny dostupné mapy sněhové pokrývky vytvořené z dat senzoru MODIS z dané sněhové sezóny. Za zimu 2009–2010 jich je k dispozici 41 (pouze ty byly nakonec použity), za zimu 2008–2009 o pět méně. Ke každému datu byl vypočten podíl oblačnosti v mapě, zjištěno, jaké oblasti jsou oblačností zasaženy, zkontrolováno, zdali se vyskytuje sněhová pokrývka, a také byly zkoumány teplotní podmínky. Za vhodné byly označeny ty, na nichž je patrná sněhová pokrývka, sníh taje a oblačnost nezasahuje větší území, případně existují dvě mapy ze snímků pořízených v krátkém časovém intervalu, které se dají skombinovat.

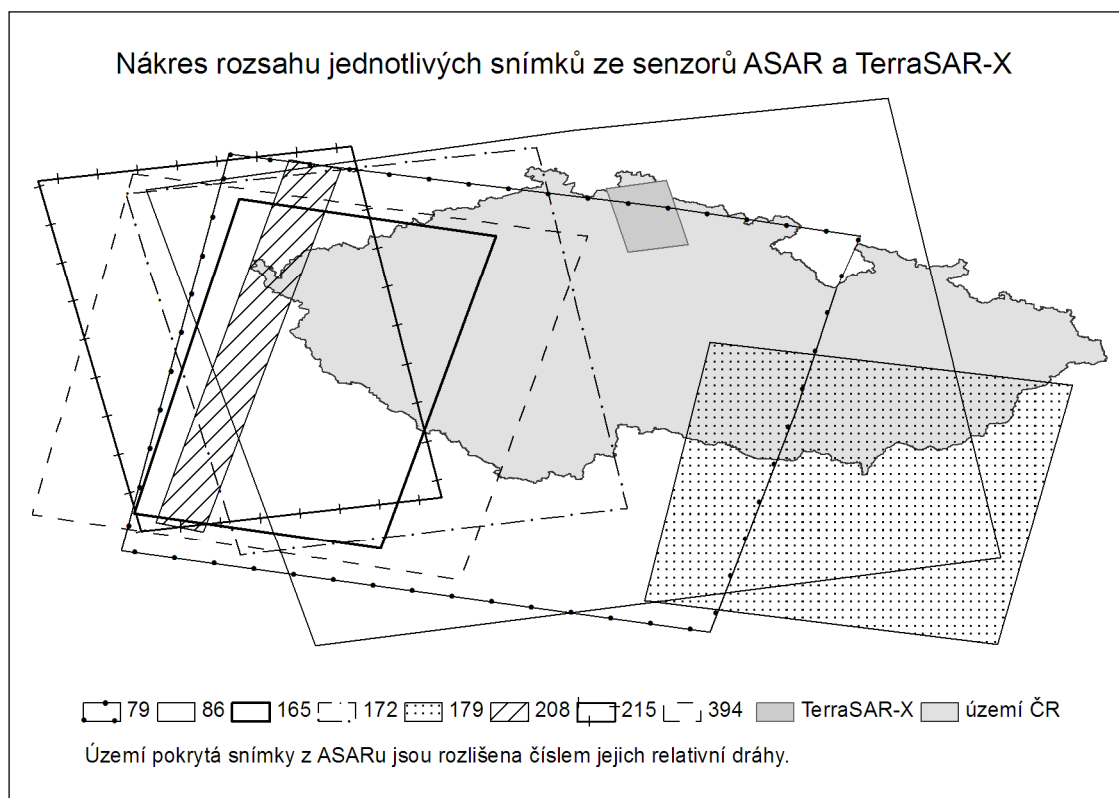
Výběr dat ze senzoru ASAR se tedy řídil dle výskytu vhodných map rozsahu sněhové pokrývky z dat MODIS. Datum pořízení snímku, z něž mapa vycházela, bylo hledáno v databázi snímků ze senzoru ASAR obsahující snímky zasahující na území ČR na katedře aplikované geoinformatiky a kartografie PřF UK v Praze. Pokud byly k danému datu dostupné nějaké snímky typu WSM, podle jejich čísla relativní dráhy (track) byly následně hledány jejich případné referenční snímky. Množství snímků se stejnou relativní dráhou se obvykle pohybovalo do deseti, většinou jich bylo mnohem méně, obvykle tři, čtyři. Průběžně byly zkoumány teplotní a srážkové podmínky při pořízení referenčních snímků, méně podrobné informace byly získávány z mapového serveru FLOREO, podrobnější potom vizualizací dat z jednotlivých meteorologických stanic v softwaru ArcMap.

Možných kombinací nebylo mnoho, pokud by však mohly být hodnoceny dvojice snímků s rozdílnými relativními drahami, bylo by jejich množství nesrovnatelně větší. Některé dvojice byly vyjmuty z výběru, protože téměř nezasahovaly na území ČR nebo se po podrobnějším prozkoumání ukázalo, že snímek, kde měl být tající sníh, byl pořízen za podmínek, kdy byly průměrné teploty pod nulou. Výsledkem výběru je následující tabulka.

Tabulka 2: Seznam použitých snímků ze senzoru ASAR WSM s VV polarizací.

Srovnávací snímek/snímky z MODIS	snímek s tajícím sněhem			referenční snímky				
	rel. dráha	datum, čas pořízení	dráha	se suchým sněhem	bez vegetace		s vegetací	
					suchý	mokrá	suchý	mokrá
52 (21. 2.), 53	79	21. 2. 9:22	D	28. 12. '08			11. 7. '10	2. 5. '10
58 (27. 2.) a 56	165	27. 2. 9:33	D	19. 12. '09 3. 1. '09			23. 5. '09	
61 (2. 3.) a 66	208	2. 3. 9:38	D	22. 12. '09				
69 (10. 3.) a 77	394	15. 3. 9:30	D			26. 10. '09	24. 5. '10	
85 (26. 3.) a 89 (30.3.)	86	28. 3. 20:30	A	17. 1. '10 1. 2. '09			6. 6. '10 3. 8. '09 21. 6. '09	
91, 93 (3. 4.) a 94	172	3. 4. 20:54	A	23. 1. '10	14. 11. '09		12. 6. '10 8. 5. '10	
93 (4. 4.)	179	4. 4. 9:02	D		30. 11. '08			
97 (7. 4.)	215	6. 4. 20:59	A	26. 1. '10				

Vysvětlivky: snímky z MODIS jsou označeny pořadovým číslem dne v roce, v němž byly pořízeny. Snímky s tajícím sněhem byly pořízeny pouze v roce 2010. Rel. dráha znamená relativní dráha (track). Ve sloupci dráha D znamená sestupnou a A vzestupnou dráhu. Referenční dvojice označené šedou barvou zasahují jen malé území ČR.



Obr. 19: Rozsah zpracovávaných snímků ze senzorů ASAR a TerraSAR-X.

## 4 Zpracování dat a výsledky

### 4.1 Data a software

Byla zpracována SAR data ze dvou senzorů. Tři snímky z TerraSAR-X z 20. 1., 11. 2. a 5. 3. 2010 typu MGD\_RE\_SM\_S s VV polarizací. Ze senzoru ENVISAT ASAR bylo použito 28 snímků ve formátu ASA\_WSM\_1P s VV polarizací. Více v kapitolách 3.1 a 3.3. Seznam snímků z ASARu lze nalézt v kapitole 3.3, nebo s podrobnějšími informacemi v přílohách.

Ostatní použitá data byly mapy rozsahu sněhové pokrývky z dat senzoru MODIS, dále data o teplotách a výšce sněhové pokrývky z ČHMÚ, jak v původní podobě, kde byly informace k jednotlivým bodům představujícím meteorologické stanice, tak ve vyinterpolované podobě gridu. Dále rastr nadmořských výšek SRTM použitý při topografické korekci SAR dat. Pro hodnocení výsledků posloužila vektorová vrstva CORINE Land Cover 2006 a on-line ortofoto z mapového serveru CENIA (geoportal.cenia.cz).

Jako hlavní software pro zpracování SAR dat byl užíván NEST (Next ESA SAR Toolbox) 3C 1.01, pro další zpracování a vizualizaci především ArcMap 9.3, dále také PCI Geomatica Focus.

### 4.2 Stručný popis zpracování dat a způsobu hodnocení výsledků

Podrobně je zpracování radarových dat popsáno v kapitole 3.2. Každý snímek ze senzoru ASAR byl nejprve oříznut, tak aby zůstala část zasahující na území ČR, dále byla provedena radiometrická korekce a filtrace speckle. Byly vybrány dvojice snímků, vždy snímek s tajícím sněhem a referenční. Tyto dvojice byly koregistrovány, byla jim provedena topografická korekce a nakonec vytvořen rozdílový snímek znázorňující změny odrazového koeficientu.

U dat z TerraSARu-X se liší některé kroky zpracování, protože software NEST 3C 1.01 nepodporuje automatické provedení radiometrické korekce ani topografické korekce dat z tohoto senzoru, verze 4A již prý ano. Z intenzity šedi pixelu bylo nejsnazší cestou vypočtení  $\beta^0$ . Žádaným výsledkem je podíl snímků (tj. rozdíl v logaritmickém měřítku), není tedy třeba je převádět na  $\sigma^0$ , protože podělením snímků v  $\beta^0$  se odstraní vliv lokálního úhlu dopadu a výsledky budou identické. Filtrace speckle je podporována i ve verzi 3C. Snímky musely být převzorkovány na menší prostorové rozlišení, vzhledem k hardwarové nedostatečnosti počítače. Topografická korekce neproběhla, pouze projekce do WGS84.

Výsledky jsou hodnoceny porovnáváním s mapami sněhové pokrývky z dat senzoru MODIS a s informacemi o teplotách, případně i o výšce sněhové pokrývky, z dat z meteorologických stanic ČHMÚ a s mapou krajinného krytu CORINE 2006. Nejasnosti v příčinách změn  $\sigma^0$  jsou vizuálně srovnávány s ortofotem z mapového serveru CENIA. Nad výslednými daty je provedena statistická analýza pomocí nástroje Spatial Analyst softwaru ArcGIS.

### 4.3 Výsledky

V následujícím textu jsou popsány zaznamenané změny koeficientu odrazivosti mezi referenčními snímky a snímky z období tání sněhové pokrývky. Zároveň jsou uvedeny teplotní a sněhové podmínky při pořízení snímků, které jsou nepostradatelné pro hodnocení výsledků.

#### 4.3.1 ASAR

Změna  $\sigma^0$  je vypočtena jako rozdíl odrazového koeficientu ve snímku s tajícím sněhem a v referenčním snímku.

$$\text{změna } \sigma^0 [dB] = \sigma_{\text{snímku s tajícím sněhem}}^0 [dB] - \sigma_{\text{referenčního snímku}}^0 [dB]$$

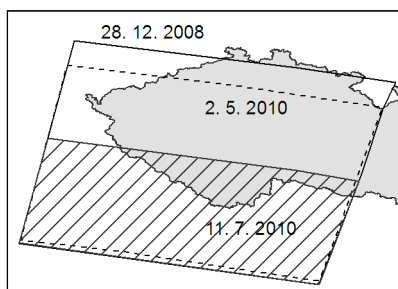
Hodnoceny jsou porovnáním se sněhovou mapou z dat MODIS (kategorie sníh, bez sněhu, oblačnost) dostupných z databáze projektu FLOREO, s databází CORINE 2006 (třídy krajinného pokryvu) a s rastrem průměrných teplot. V některých případech jsou doplněna bodová data o teplotách a výšce sněhu z meteorologických stanic. Velikost změn  $\sigma^0$  v dB je znázorněna pomocí barevně odlišených tříd.

##### 4.3.1.1 ASAR 21. únor 2010

Referenční snímek se suchým sněhem z 28. 12. 2009 byl pořízen za vhodných teplotních podmínek, maximální teploty naměřené během dne se držely vyjma jedné stanice pod nulou. Sníh se vyskytoval pouze v Krušných horách, v Krkonoších a na Šumavě. Sněhová pokrývka byla tenčí než 21. 2. 2010, kdy sníh pokrýval celé území ČR. V oblastech tající sněhové pokrývky z 21. 2. se na referenčním snímku sníh nevyskytuje. Výsledky změn odrazového koeficientu tajícího sněhu by mohly odpovídat spíše porovnání s referenčním snímek suchým bez vegetace a bez sněhové pokrývky. Referenční snímek z 2. 5. 2010 byl pořízen po dešti. Pět až šest dní před 11. 7. 2010 nebyly zaznamenány srážky, povrch by tedy měl být suchý. Sněhové mapy z dat MODIS se vztahují k 21. a 22. únoru, i po kombinaci obou map oblačnost pokrývá necelou pětinu území.

Tabulka 3: Seznam snímků k 21. 2.

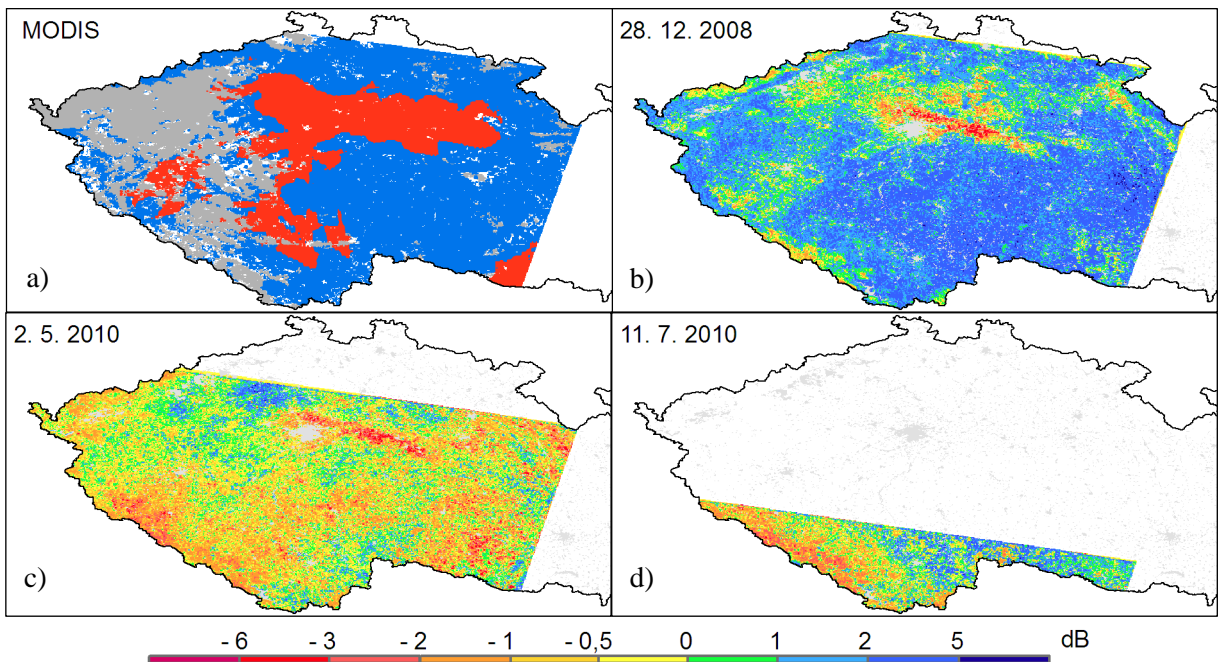
snímek s tajícím sněhem			referenční snímky		
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	se suchým sněhem	s vegetací	
				suchý	mokrá
79	21. 2. 2010 9:22 UTC	sestupná	28. 12. 2008	11. 7. 2010	2. 5. 2010



Obr. 20: Návrh rozsahu zpracovávaných dvojic snímků s tajícím sněhem a referenčních k 21. 2.

Tabulka 4: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 21. 2.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel						Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky					
	sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti		sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20081228	<b>0,55</b>	1,66	<b>1,66</b>	1,27	<b>1,49</b>	0,91	<b>0,36</b>	1,70	<b>1,64</b>	1,35	<b>1,44</b>	1,12
20100502	<b>-0,58</b>	1,54	<b>-0,51</b>	1,26	<b>-0,72</b>	0,82	<b>-0,58</b>	1,62	<b>-0,52</b>	1,36	<b>-0,50</b>	1,00
20100711	<b>0,32</b>	1,21	<b>0,15</b>	0,94	<b>-0,55</b>	0,98	<b>0,35</b>	1,18	<b>0,25</b>	0,96	<b>-0,15</b>	0,87



Obr. 21: Sněhová mapa z dat MODIS a změny  $\sigma^0$  k 21.2. a) sněhová mapa, tající sníh (červeně), sníh v oblastech s průměrnými teplotami pod nulou (modře) a oblačnost (šedě) b), c) a d) změny  $\sigma^0$  [dB], referenční snímek z 28. 12. 2008, z 2. 5. 2010 a z 11. 7. 2010, pod světle šedou maskou sídla a vodní plochy a toky.

Z tabulky průměrů a směrodatných odchylek vychází nejlépe referenční snímek z 28. 12. Rozdíly mezi průměrnými změnami  $\sigma^0$  mezi oblastmi se sněhovou pokrývkou a bez ní byly zaznamenány největší, kolem 1 dB. Záporné hodnoty změny  $\sigma^0$  v porovnání s referenčním snímkem z 28. 12. mohou mít dvě vysvětlení, buď je pokles způsoben změnou ze zmrzlého povrchu bez sněhu na sněhovou pokrývkou, nebo nárůstem a táním sněhové pokrývky. Prahová hodnota se pohybuje kolem 0,4 až 0,5 dB. Referenční snímek z 2. 5. byl pořízen po dešti, kdy byl povrch ještě mokrá. To pravděpodobně vedlo k převažujícím záporným hodnotám zaznamenaných změn  $\sigma^0$ . Výrazná oblast na SZ od Prahy s vysokými kladnými změnami  $\sigma^0$  odpovídá místům bez srážek. Vzhledem k malému rozsahu a přítomnosti vegetace na referenčním snímku z 11. 7. jej není snadné hodnotit. Rozsah tající sněhové pokrývky by bylo velmi těžké určit z těchto dvou referenčních snímků pořízených v době výskytu vegetace.

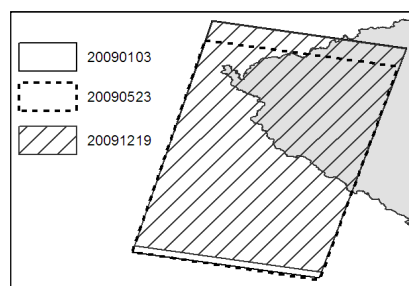
#### 4.3.1.2 ASAR 27. únor 2010

Koncem února již sníh nepokrýval celé území Česka. V nižších nadmořských výškách částečně nebo zcela odtál (Daňhelka a Čekal, 23. 3. 2010). 27. 2. byl sníh zaznamenán na sedmi z jedenácti meteorologických stanic uvnitř zájmového území. Maximální teploty přesahovaly 5°C, minimální se pohybovaly od 1 do -3°C, oblast s průměrnými teplotami pod nulou byla velmi malá. Referenční snímek se suchým sněhem z 3. 1. 2009 zobrazuje stav, kdy maximální teploty nedosahovaly ani -2°C a sněhová pokrývkou měla menší rozsah oproti 27. února a byla výrazně tenčí. Jen na jedné meteorologické stanici bylo zaznamenáno více sněhu. Ve vyšších nadmořských výškách se sníh vyskytoval v obou případech. V době pořízení referenčního snímku z 19. 12. 2009 byl zaznamenán sníh na všech meteorologických stanicích v zájmovém území, na horách se nacházela nižší sněhová pokrývkou než 27. února. Maximální teploty dosahovaly pouze -9°C. Referenční snímek

s vegetací byl pořízen za mokrého povrchu. Den předtím byly zaznamenány srážky na většině stanic. Sněhová mapa z dat MODIS je kombinací dvou z 25. a 27. 2.

Tabulka 5: Seznam snímků k 27. 2.

snímek s tajícím sněhem			referenční snímky	
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	se suchým sněhem	s vegetací
165	27. 2. 2010 9:33 UTC	sestupná	19. 12. 2009 3. 1. 2009	23. 5. 2009

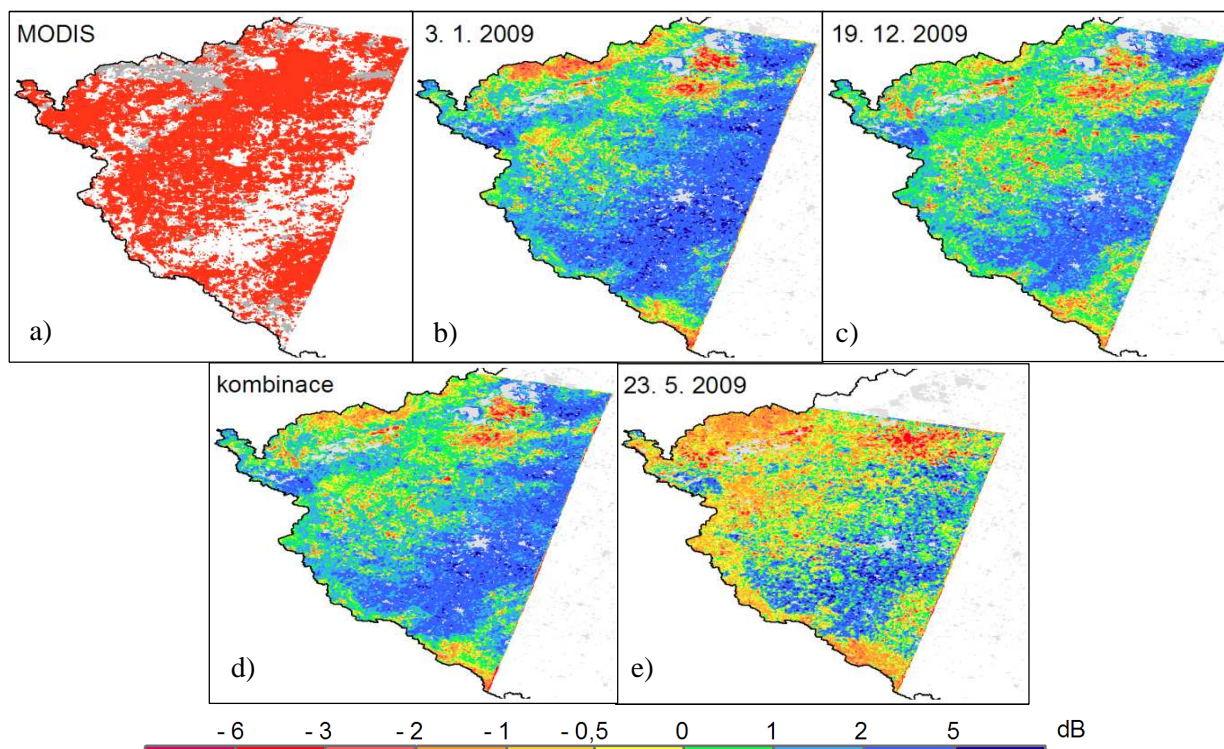


Obr. 22: Nákras rozsahu zpracovávaných dvojic snímků k 27. 2.

Tabulka 6: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 27. 2.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel						Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky					
	sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti		sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20090103	<b>1,02</b>	1,68	<b>-1,78</b>	1,10	<b>1,89</b>	1,70	<b>0,98</b>	1,78	<b>-1,44</b>	1,09	<b>2,68</b>	1,84
20091219	<b>0,43</b>	1,46	<b>-0,84</b>	0,91	<b>1,37</b>	1,31	<b>0,36</b>	1,57	<b>-0,83</b>	1,01	<b>2,02</b>	1,52
kombinace	<b>0,70</b>	1,54	<b>-1,42</b>	0,93	<b>1,60</b>	1,51	<b>0,65</b>	1,64	<b>-1,37</b>	1,05	<b>2,33</b>	1,65
20090523	<b>0,00</b>	1,71	<b>-0,82</b>	1,01	<b>0,38</b>	1,75	<b>0,09</b>	1,84	<b>-0,49</b>	0,94	<b>1,50</b>	2,00

Šedě označená pole obsahují výsledky z malého množství pixelů, přibližně do 90 km<sup>2</sup>. Nízké hodnoty změny  $\sigma^0$  v kategorii s výskytem sněhu a teplotami nad nulou, které zasahují pouze velmi malé území, mohou být způsobeny tím, že záporné průměrné teploty jsou výsledkem jednoduché interpolace s ohledem na nadmořskou výšku, meteorologické stanice se v blízkosti nevyskytují. Tání sněhové pokrývky by mohlo být například zapříčiněno slunečním zářením. Rozloha této kategorie je velmi malá a správnost záporných hodnot průměrné teploty nejistá, výsledek tedy nemá velkou váhu.

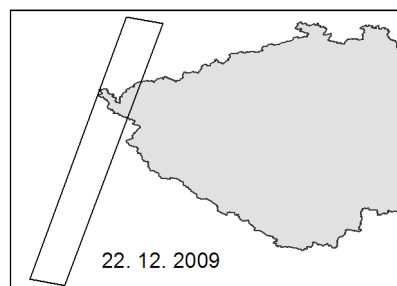


Obr. 23: Sněhová mapa z dat MODIS a změny  $\sigma^0$  k 27. 2. a) sněhová mapa, tající sníh (červeně), sníh v oblastech s průměrnými teplotami pod nulou (modře) a oblačnost (šedě), b), c), d) a e) změny  $\sigma^0$  [dB], referenční snímek z 3. 1. 2009, z 19. 12. 2009, kombinace a referenční snímek z 23. 5. 2009, šedě sídla a vodní plochy a toky.

Referenční snímek z 19. 12. se zdá být pro detekci tajícího sněhu vhodnější než z 3. 1. Prahová hodnota se pohybuje do 1 dB. Změny  $\sigma^0$  oproti referenčnímu snímku z 23. 5. 2009 odpovídají spíše výskytu srážek těsně před jeho pořízením než rozsahu tající sněhové pokrývky.

#### 4.3.1.3 ASAR 2. březen 2010

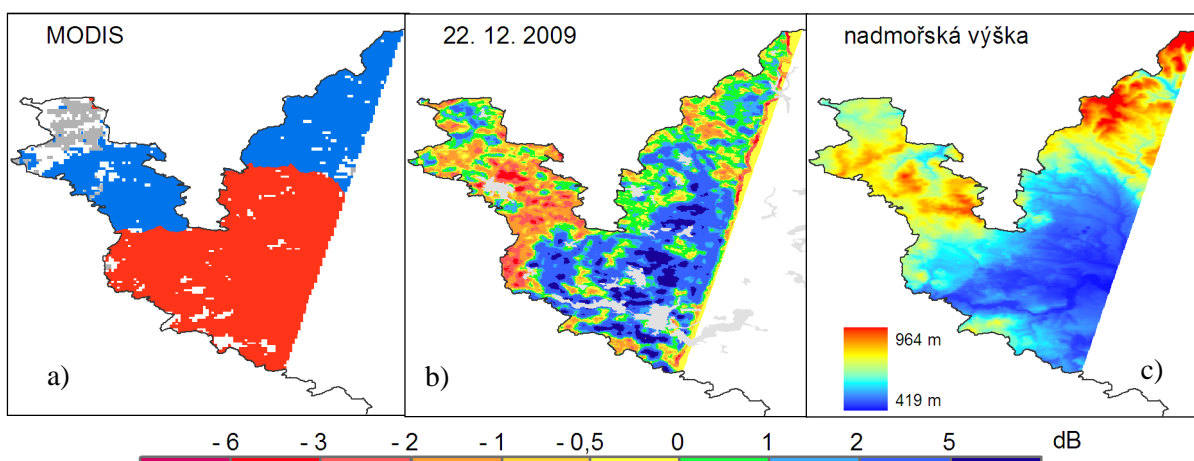
Uvnitř zájmového území se vyskytují pouze dvě meteorologické stanice, z nichž jsou získávány informace o teplotách a výšce sněhové pokrývky. 22. 12. byla sněhová pokrývky naměřena všude, většinou jí bylo více než 2. března. Průměrné teploty se 22. 12. pohybovaly těsně pod nulou. Sníh tehdy mohl být vlivem slunečního záření. Průměrné teploty 2. 3. dosahovaly kladných hodnot asi na polovině sledovaného území. Mapa rozsahu sněhové pokrývky z dat z 2. a 7. března ukazuje sníh i na místech, kde na meteorologických stanicích 2. 3. zaznamenán nebyl.



Tabulka 7: Seznam snímků ke 2. 3.

snímek s tajícím sněhem			referenční snímek se suchým sněhem
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	
208	2. 3. 2010 9:38 UTC	sestupná	22. 12. 2009

Obr. 24: Rozsahu snímků ke 2. 3.



Obr. 25: Sněhová mapa z dat MODIS a změny  $\sigma^0$  ke 2.3. a) Sněhová mapa, tající sníh (červeně), sníh v oblastech s průměrnými teplotami pod nulou (modře) a oblačnost (šedě), b) změny  $\sigma^0$  [dB], referenční snímek z 22. 12. 2009, pod světle šedou maskou jsou sídla a vodní plochy a toky, c) výřez SRTM.

Tabulka 8: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) ke 2. 3.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel						Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky					
	sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti		sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20091222	2,26	2,28	-0,21	1,45	-0,58	1,33	2,84	2,09	0,30	1,50	0,25	1,57

Výsledky neodpovídají sněhové mapě z MODIS ani rastru teplot. Záporné hodnoty změny  $\sigma^0$  se vyskytují ve vyšších oblastech, naopak kladné v nížinách. Přitom by tomu mělo být teoreticky naopak, vzhledem k rozsahu tající sněhové pokrývky. Příčinou by mohly být buď skutečnosti neodpovídající výsledky interpolace teplot, k dispozici byla data pouze ze dvou meteorologických stanic, jedna uvnitř zájmového území a druhá blízko hranice. Další možností je referenční snímek, při

jehož pořízení se denní maxima pohybovala kolem dvou tří stupňů. Sníh tak mohl místy tát, průměrné teploty se však držely pod nulou. Při porovnání s původními daty z meteorologických stanic, výsledky více odpovídají teorii. Data z meteorologických stanic se neshodují se sněhovou mapou z MODIS. Na stanici vyskytující se v oblasti s nárůstem odrazového koeficientu žádný sníh nebyl zaznamenán, přesto několik předcházejících i následujících sněhových map z MODIS klasifikuje okolí stanice jako sněhovou pokrývku, to by odpovídalo teorii. Pokud by byla pravdivá hypotéza o tajícím sněhu ve vyšších nadmořských výškách, poklesy  $\sigma^0$  by byly odpovídající. Možným vysvětlením je teplotní inverze.

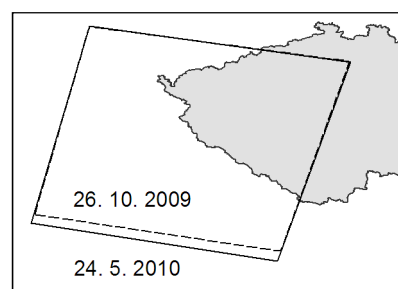
#### 4.3.1.4 ASAR 15. březen 2010

Snímek s tajícím sněhem byl pořízen v době, kdy byly teploty na většině území záporné, sníh v nižších nadmořských výškách již dříve odtál. K dispozici byly dva referenční snímky, jeden z 24. 5. 2010 a druhý z 26. 10. 2009. Dva dny před 24. 5. místy trochu přšelo. V předchozích pěti dnech byly zaznamenány srážky všude, často i více než 1 mm. 26. 10. místy přšelo, 25. 10. byly také, obvykle méně než 1 mm, 24. a 23., byly beze srážek, a 22. byly zaznamenány srážky skoro všude.

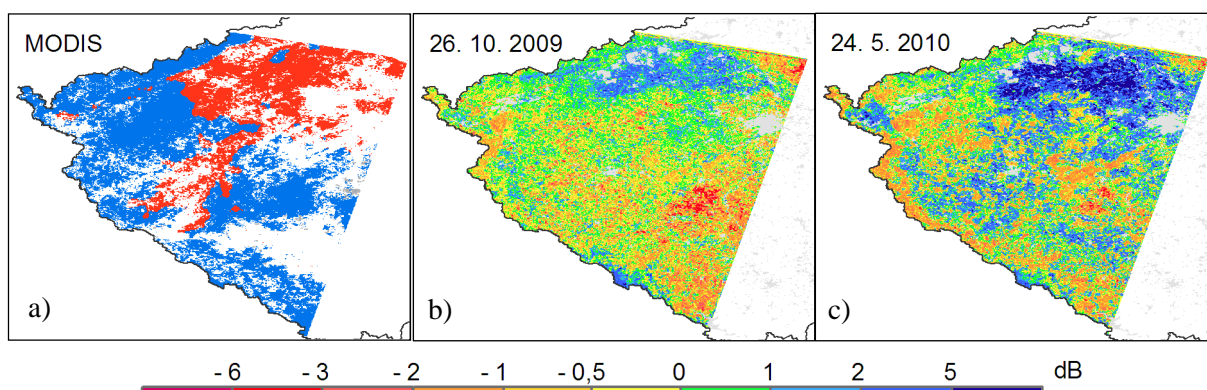
Tabulka 9: Seznam snímků k 15. 3.

snímek s tajícím sněhem			referenční snímky	
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	bez vegetace – mokrý	s vegetací – spíš mokrý
394	15. 3. 2010 9:30 UTC	sestupná	26. 10. 2009	24. 5. 2010

Mapy sněhové pokrývky z 10. a 18. 3., oblačnosti se vyskytovalo málo. Mezi těmito dny se výrazně zmenšil rozsah sněhové pokrývky. Některá místa jsou klasifikována jako sníh, ovšem na meteorologické stanici již žádný naměřen nebyl. Problémem je velký časový rozdíl mezi pořízením dat ze senzorů MODIS a ASAR.



Obr. 26: Návrh rozsahu zpracovávaných dvojic snímků k 15. 3.



Obr. 27: Sněhová mapa z dat MODIS a změny  $\sigma^0$  k 15.3. a) tající sníh (červeně), sníh v oblastech s průměrnými teplotami pod nulou (modře) a oblačnosti (šedě), b) změny  $\sigma^0$  [dB], referenční snímek z 26. 10. 2009, c) z 24. 5. 2010, pod světle šedou maskou jsou sídla a vodní plochy a toky.



Tabulka 10: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 15. 3.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel						Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky					
	sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti		sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20091026	0,47	1,46	-0,32	1,31	-0,30	1,14	0,54	1,48	-0,34	1,41	-0,20	1,25
20100524	2,56	2,37	0,03	1,40	0,30	1,77	2,95	2,27	0,43	1,39	1,28	1,72

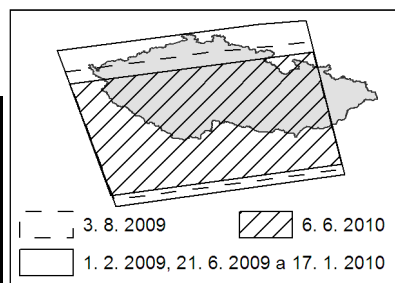
Z výsledků pravděpodobně není možné určit rozsah tající sněhové pokrývky. Oba referenční snímky byly patrně pořízeny za mokrého povrchu. U výsledků z referenčního snímku z 24. 5. oblasti s tajícím sněhem dle MODIS dosahují vysokých kladných hodnot, odpovídající jsou i hodnoty průměrů v tabulce. Hodnoty změny  $\sigma^0$  se zdají být obrácené oproti užití referenčního snímku se suchou sněhovou pokrývkou.

#### 4.3.1.5 ASAR 28. březen 2010

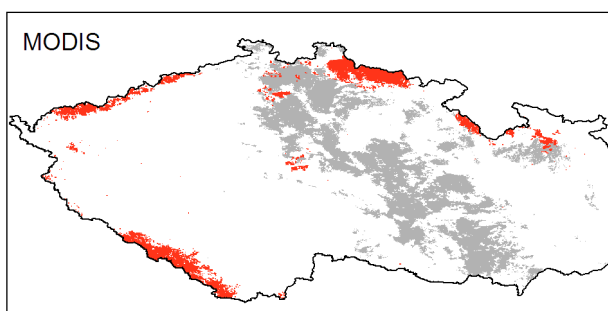
28. března se sníh držel jen v nejvyšších horských polohách. Žádná meteorologická stanice do 700 m n. m. nezaznamenala jeho výskyt. Téměř všechny minimální teploty se pohybovaly nad nulou. 17. ledna byl sníh naměřen na všech stanicích a vždy ho bylo více než 28. března i než 1. února 2009. Maximální teploty se většinou pohybovaly pod nulou. 1. února byly teploty podobné jako 17. 1., sníh nepokrýval celé území, ale vždy dosahoval vyšších nebo stejných hodnot jako 28. března. Na jihu Moravy sněhová pokrývky zcela vymizela. 6. 6. 2010 byly srážky menší nebo žádné, 5. a 4. bez srážek, ale 2. a 3. většinou vydatně pršelo. 3. srpna 2009 se srážky vyskytovaly pouze v jihozápadní části Čech, 2. vydatně pršelo na většině území. 21. 6. bylo malé množství srážek zaznamenáno na většině stanic. Záznamy z meteorologických stanic ukazují menší množství sněhu než mapa z dat MODIS z 26. a 30. března. Oblačnost zakrývá pouze jižní vrcholy Jeseníků.

Tabulka 11: Seznam snímků k 28. 3.

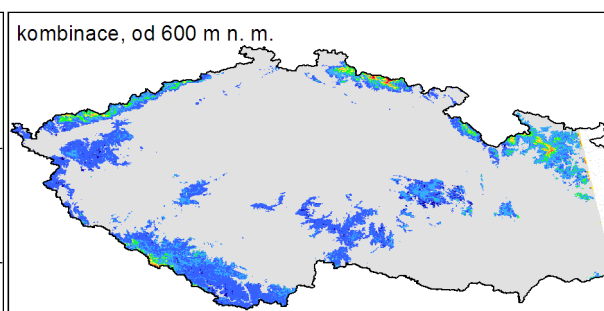
snímek s tajícím sněhem			referenční snímky	
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	se suchým sněhem	s vegetací – mokrý
86	28. 3. 2010 20:30 UTC	vzestupná	17. 1. 2010 1. 2. 2009	6. 6. 2010 3. 8. 2009 21. 6. 2009



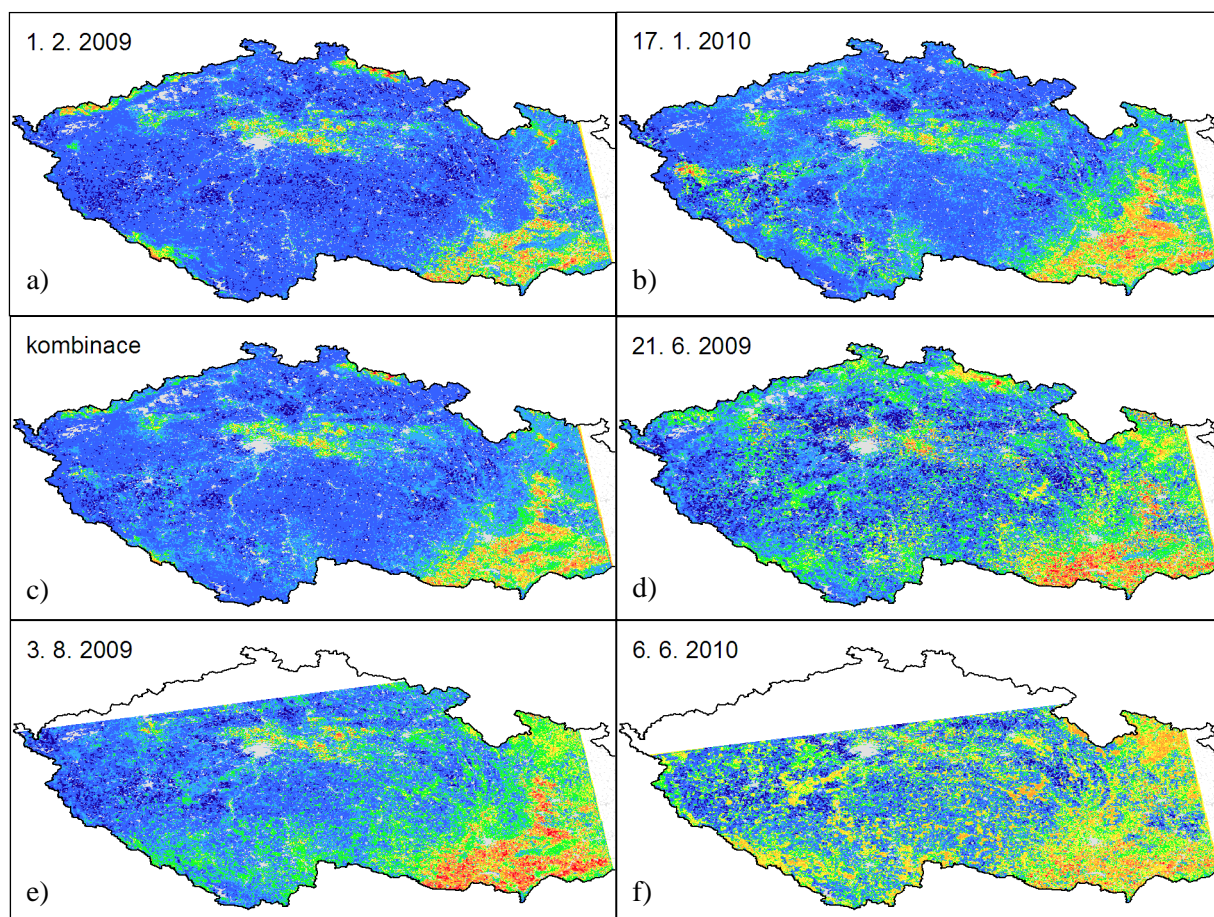
Obr. 28: Náskres rozsahu zpracovávaných dvojic k 28. 3.



Obr. 29: Sněhová mapy z MODIS z 26. a 30. března. Tající sníh (červeně), sníh v oblastech s teplotami pod nulou (modře) a oblačnosti (šedě).



Obr. 30: Změny  $\sigma^0$  [dB], referenční snímek z průměrných hodnot z 1. února a 17. ledna, oblasti s nadmořskou výškou do 600 m n. m. jsou zakryty.



Obr. 31: Změny  $\sigma^0$  [dB] k 28. 3., pod šedou maskou jsou sídla a vodní plochy a toky, referenční snímek a) z 2. 1. 2009, b) ze 17. 1. 2010, c) jako kombinace dvou předchozích, d) z 21. 6. 2009, e) z 3. 8. 2009 a f) z 6. 6. 2010

Tabulka 12: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 28. 3.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel						Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky					
	sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti		sníh a teplota nad nulou		sníh a teplota pod nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20090201	<b>0,56</b>	1,84	<b>-6,99</b>	0,53	<b>2,37</b>	1,53	<b>0,48</b>	2,20	<b>-6,99</b>	0,53	<b>2,51</b>	1,76
20100117	<b>1,54</b>	1,55	<b>-6,26</b>	0,69	<b>1,69</b>	1,57	<b>1,39</b>	1,88	<b>-6,26</b>	0,69	<b>1,86</b>	1,77
kombinace	<b>-0,04</b>	1,70	<b>-6,54</b>	0,42	<b>2,03</b>	1,45	<b>-0,38</b>	1,97	<b>-6,54</b>	0,42	<b>2,18</b>	1,66
20090803	<b>0,21</b>	1,04			<b>1,27</b>	1,75	<b>0,17</b>	1,17			<b>1,52</b>	2,02
20090621	<b>0,24</b>	1,24	<b>0,12</b>	0,37	<b>1,54</b>	2,06	<b>0,18</b>	1,15	<b>0,12</b>	0,37	<b>1,57</b>	2,14
20100606	<b>-0,45</b>	0,83			<b>0,78</b>	1,81	<b>-0,45</b>	0,94			<b>1,28</b>	1,96

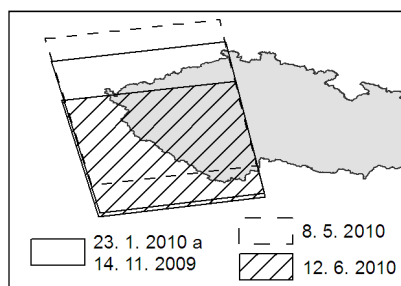
Šedě označená pole značí malou rozlohu dané kategorie, přibližně do 90 km<sup>2</sup>.

Z výsledků v tabulce se nejlépe jeví kombinace dvou referenčních snímků se suchou sněhovou pokrývkou, referenční snímek z 1. 2. a snímek s vegetací z 6. června. Po vizualizaci se již výsledky z 6. 6. nezdají být tak vhodné pro detekci tajícího sněhu. Na Moravě se sníh už nevyskytuje, záporné hodnoty změn  $\sigma^0$  mají jiné příčiny než tání sněhu. Podle ČHMÚ se 22. 3. sníh nevyskytoval do 550 m n. m., na meteorologických stanicích nebyl sníh zaznamenán do 700 m n. m. Nevhodnější pro detekci tajícího sněhu se podle vizualizace zdá být referenční snímek z 2. 1. a kombinace. Prahová hodnota se pohybuje kolem nuly, případně do 1 dB. Musela by však být přijata jistá omezení, buď hledat tající sníh pouze v oblastech posledního známého rozsahu sněhu, nebo hodnotit oblasti až od nějaké

nadmořské výšky území, například od 600 či 700 m n. m. a výše. V obou případech by bylo vhodné vynechat sídla, vodní plochy a toky.

#### 4.3.1.6 ASAR 3. duben 2010

3. dubna se průměrné teploty pohybovaly nad nulou, maximální teploty kromě dvou míst překročily 10°C. Sněhová pokrývka nebyla zaznamenána na žádné meteorologické stanici. Sníh se měl podle map z MODIS nacházet v nejvyšších částech Šumavy u státní hranice, kde se nevyskytují meteorologické stanice. 23. ledna se všechny maximální naměřené teploty pohybovaly pod bodem mrazu a sněhová pokrývka byla zaznamenána na všech stanicích. 14. 11. 2009 se ojediněle vyskytovaly srážky do 1 mm. 12. 6. 2010 se místy objevily srážky, hlavně na Šumavě a v Novohradských horách. 8. 5. 2010 a 7. nepršelo, 6. a dříve ano. Oblačnost se vyskytuje na mapě rozsahu sněhové pokrývky z MODIS především v severozápadní části území, téměř bez oblačnosti je naopak Šumava. Mapa je tvořena kombinací map z 1., 3. a 4. dubna.



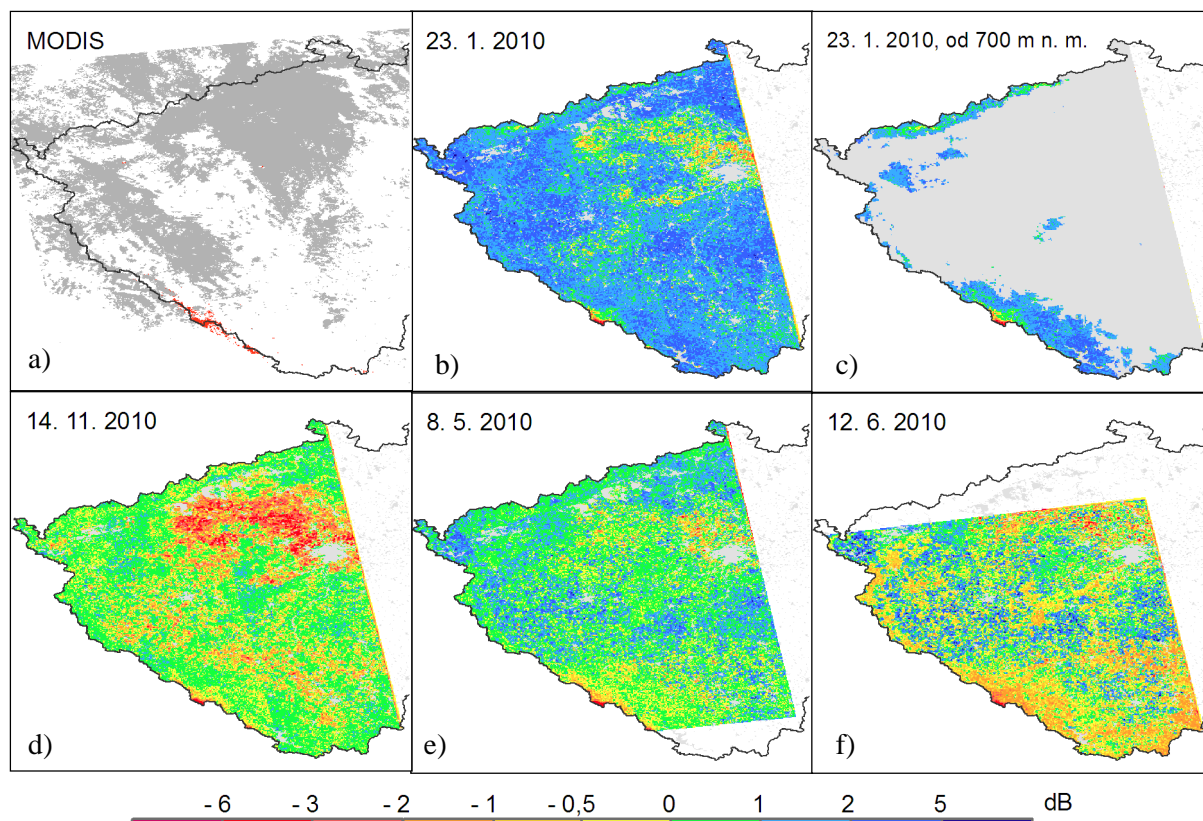
Obr. 32: Návrh rozsahu zpracovávaných dvojic snímků s tajícím sněhem a referenčních k 3. 4.

Tabulka 13: Seznam snímků k 3. 4.

snímek s tajícím sněhem			referenční snímky		
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	se suchým sněhem	bez vegetace suchý	s vegetací
172	3. 4. 2010 20:54 UTC	vzestupná	23. 1. 2010	14. 11. 2009	12. 6. 2010 8. 5. 2010

Tabulka 14: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 3. 4.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel				Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky			
	sníh a teplota nad nulou		bez sněhu a oblačnosti		sníh a teplota nad nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20100123	<b>-0,56</b>	1,70	<b>1,35</b>	0,95	<b>-1,25</b>	1,97	<b>1,38</b>	1,07
20091114	<b>-1,42</b>	1,43	<b>-0,23</b>	1,04	<b>-1,93</b>	1,66	<b>-0,47</b>	1,16
20100508	<b>-1,71</b>	1,53	<b>0,32</b>	1,00	<b>-2,28</b>	1,81	<b>0,53</b>	1,13
20100612	<b>-1,71</b>	1,06	<b>-0,06</b>	1,40	<b>-2,08</b>	1,19	<b>0,31</b>	1,56

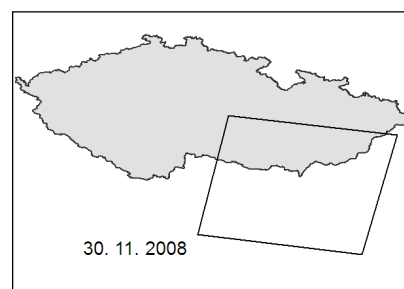


Obr. 33: Sněhová mapa z dat MODIS a změny  $\sigma^0$  ke 3. 4. a) tající sněh (červeně), sněh v oblastech s průměrnými teplotami pod nulou (modře) a oblačnosti (šedě), b) změny  $\sigma^0$  [dB], referenční snímek z 23. 1. 2010, pod světle šedou maskou jsou sídla a vodní plochy a toky, c) referenční snímek z 23. 1. se suchým sněhem s maskou do 700 m n. m., d) ze 14. 11. 2009, e) z 8. 5. 2010, f) z 12. 6. 2010.

Nejvhodnější se zdá být referenční snímek se suchou sněhovou pokrývkou z 23. ledna. Podle tabulky 14, by připadal v úvahu také referenční snímek z 8. 5. Prahová hodnota by se pohybovala kolem 0 dB pro referenční snímek se suchým sněhem, pro referenční snímek s vegetací z 8. 5. se prahová hodnota pohybuje kolem - 1 dB. Při bližším porovnání vizualizací s rozsahem tající sněhové pokrývky vychází jednoznačně jako nejvhodnější referenční snímek z 23. ledna. Je vhodné vynechat vodní plochy, toky, sídla a také oblasti do 700 m n. m. Pravidlo nadmořské výšky by mohlo být nahrazeno klasifikací změn  $\sigma^0$  pouze v oblastech, kde byl poslední známý sněh.

#### 4.3.1.7 ASAR 4. duben 2010

4. dubna je na území pokrytém daty ze senzoru ASAR jen několik málo pixelů sněhu dle mapy z MODIS pocházející také ze 4. dubna, meteorologické stanice v tomto území nezaznamenaly žádný sněh. 30. 11. 2008 se v oblastech klasifikovanými dle MODIS k 4. 4. jako sněh také vyskytuje sněhová pokrývka, vyšší a pravděpodobně tající. Většina minimálních teplot se pohybuje nad nulou.



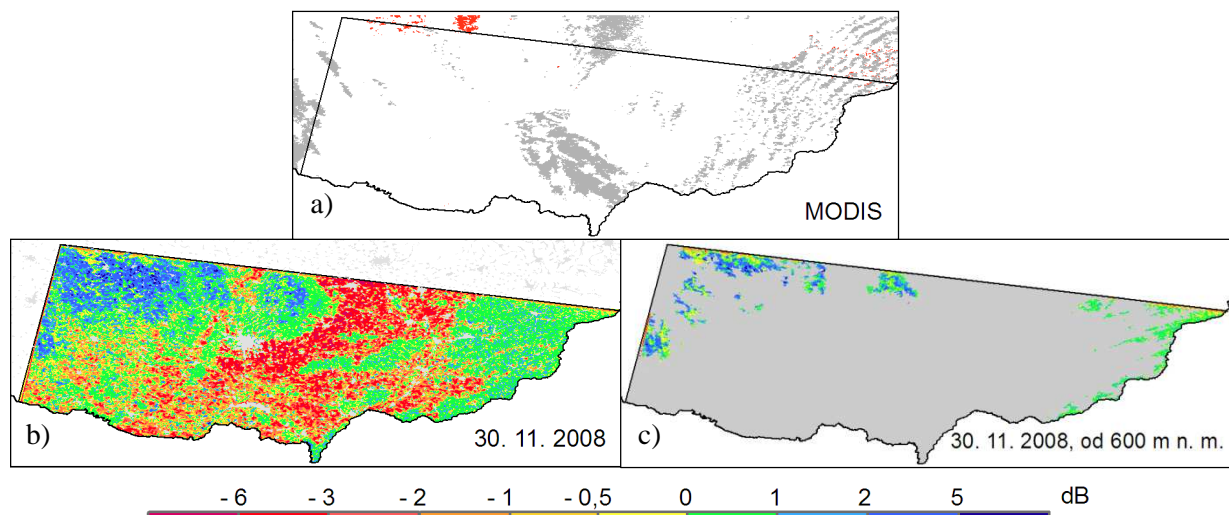
Obr. 34: Návrh rozsahu zpracovávané dvojice snímků s tajícím sněhem a referenčního k 4.4.

Tabulka 15: Seznam snímků k 4. 4.

snímek s tajícím sněhem			referenční snímek	
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	bez vegetace, místy sněh	
179	4. 4. 2010 9:02	sestupná	30. 11. 2008	

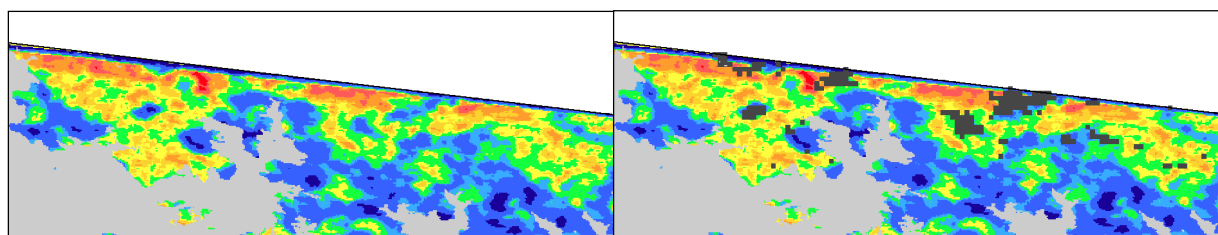
Tabulka 16: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 4. 4.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel				Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky			
	sněh a teplota nad nulou		bez sněhu a oblačnosti		sněh a teplota nad nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20081130	<b>0,83</b>	2,02	<b>-0,62</b>	2,06	<b>1,46</b>	2,09	<b>-1,01</b>	2,34



Obr. 35: Sněhová mapa z dat MODIS a změny  $\sigma^0$  k 4. 4. a) tající sněh (červeně) a oblačnost (šedě), b) změny  $\sigma^0$  [dB], referenční snímek z 30. 11. 2008, pod světle šedou maskou jsou sídla a vodní plochy a toky, c) a s maskou do 600 m n. m.

Na snímku s tajícím sněhem i na referenčním se v místech tajícího sněhu dle map z MODIS vyskytuje tající sněhová pokrývka. Teoreticky by se tedy měly změny  $\sigma^0$  pohybovat kolem 0 případně v kladných hodnotách. 30. 11. bylo tajícího sněhu více a  $\sigma^0$  by tedy měla dosahovat nižších hodnot než 4. 4. Z tabulky průměrných změn  $\sigma^0$  a z vizualizací je patrné, že referenční snímek s tající sněhovou pokrývkou není vhodný pro rozpoznání tajícího sněhu.



Obr. 36: Výřez – změny  $\sigma^0$  [dB] v oblasti s tajícím sněhem 4. 4. Tající sněhová pokrývka dle mapy z MODIS je znázorněna tmavě šedou barvou na pravém výřezu. Pod světle šedou maskou jsou sídla, vodní plochy a toky, a terén pod 600 m n. m.

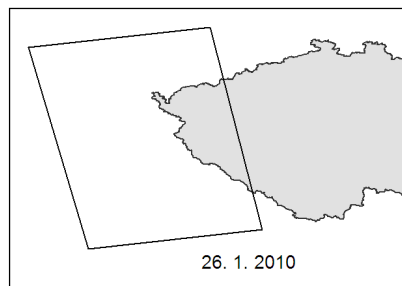
#### 4.3.1.8 ASAR 6. duben 2010

6. 4. na žádné stanici v zájmovém území nebyl zaznamenán sněh. Dle mapy z MODIS se stále vyskytuje ve vyšších oblastech Šumavy a Krušných hor, kde se žádná meteorologická stanice

nenachází. Většina minimálních teplot se pohybuje nad nulou, průměrné jsou kladné všechny. Při pořízení referenčního snímku se pohybovaly maximální teploty pod nulou a sněhová pokrývka se rozprostírala po celém území. Sněhová mapa z MODIS pochází ze 7. dubna.

Tabulka 17: Seznam snímků k 6. 4.

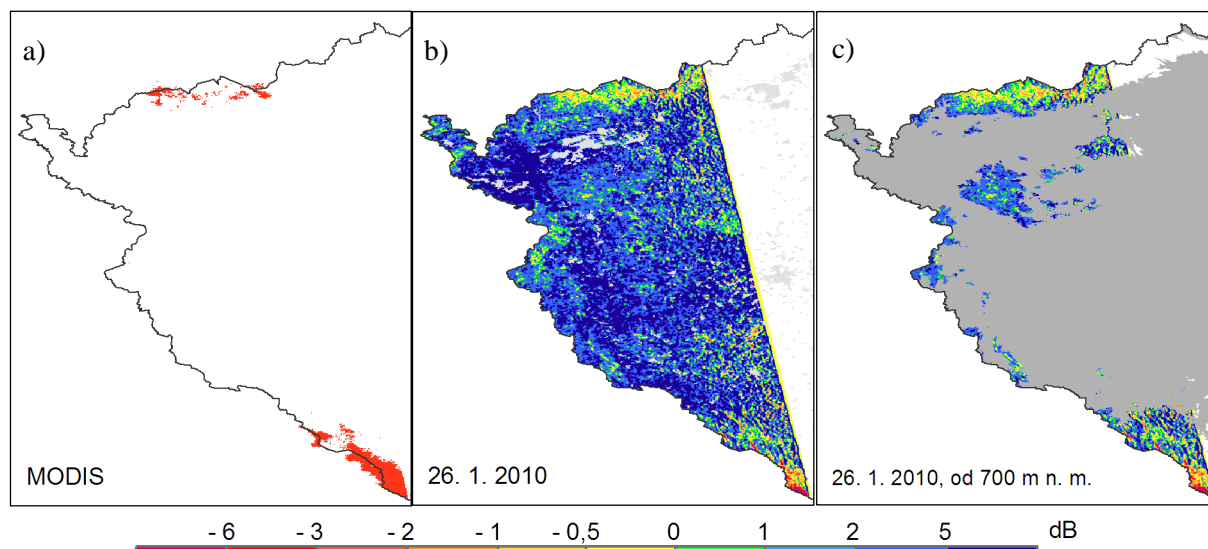
snímek s tajícím sněhem			referenční snímek se suchým sněhem
relativní dráha	datum a čas pořízení	dráha	
215	6. 4. 2010 20:59	vzestupná	26. 1. 2010



Obr. 37: Náskres rozsahu zpracovávané dvojice snímků s tajícím sněhem a referenčního k 6. 4.

Tabulka 18: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] a jejich směrodatná odchylka ( $\sigma$ ) k 6. 4.

referenční snímek	Pod maskou CORINE, bez sídel				Pod maskou CORINE, vyloučena jsou sídla, lesy, vodní plochy a toky			
	sněž a teplota nad nulou		bez sněhu a oblačnosti		sněž a teplota nad nulou		bez sněhu a oblačnosti	
	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$	průměr	$\sigma$
20100126	<b>-0,41</b>	1,51	<b>1,22</b>	1,09	<b>-0,84</b>	1,77	<b>1,46</b>	1,14



Obr. 38: Sněhová mapa z dat MODIS a změny  $\sigma^0$  k 6. 4. a) tající sníh (červeně) a oblačnost (šedě), b) změny  $\sigma^0$  [dB], pod světle šedou maskou jsou sídla a vodní plochy a toky, c) masku tvoří navíc oblasti s nadmořskou výškou menší než 700 m n. m.

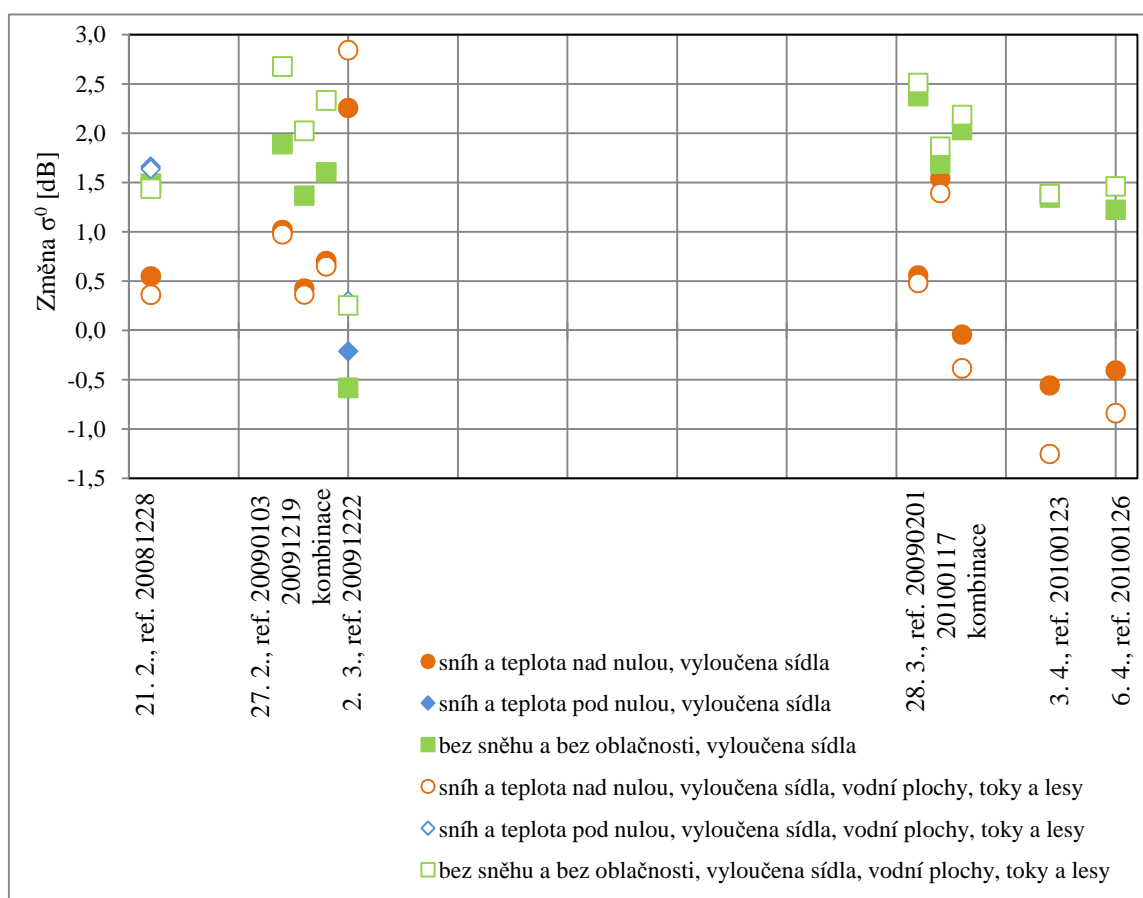
V nižších polohách je místy patrný výrazný pokles  $\sigma^0$ . Porovnáním s ortofotem byla tato místa určena jako orná půda, sídla, či samostatné budovy, které nejsou kvůli malému rozsahu zaznamenány v CORINE. Pokles může být způsobený u orné půdy změnami povrchu, které se sněhem nemají nic společného, například růst vegetace (ozim), přeorání, či zvýšení členitosti vlivem odtání sněhové pokrývky. U zástavby by mohly mít vliv pravoúhlé tvary (koutový odražeč). Také lesní porosty vykazují výrazný pokles  $\sigma^0$ ,  $-2$  dB a méně, v místech, kde se již sníh pravděpodobně nevyskytuje.

Vhodnější by bylo provádět klasifikaci jen v místech, kde byla poslední zaznamenaná sněhová pokrývka nebo až od určité výškové hranice. V období, kdy se sněhová pokrývka téměř nikde nevyskytuje, by možná bylo vhodné nehodnotit ani lesní porosty ani ornou půdu. Prahová hodnota se pohybuje kolem  $-0,5$  dB.

#### 4.3.1.9 Shrnutí změn $\sigma^0$ bez rozlišení typu land coveru

Pro oblasti s tající sněhovou pokrývkou je patrný trend průměrných změn  $\sigma^0$  mezi  $0,5$  až  $1$  dB. Koncem období výskytu sněhu, kdy sněhová pokrývka obsahuje pravděpodobně více vody v kapalném stavu, se průměrné hodnoty pohybují kolem  $-0,5$  dB. Jsou-li z hodnocení vyloučeny kromě sídel i lesy, vodní plochy a toky, hodnoty průměrné změny  $\sigma^0$  klesnou.

Graf 1: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB], pouze referenční snímky se suchou sněhovou pokrývkou.



Vynechány jsou výsledky dvojic, které pokrývaly jen malé území, a tudíž nemají takovou vypovídací hodnotu. K 2. 3. byl použit pravděpodobně nevhodný referenční snímek, sniž se nevyskytoval všude a možná místy tál.

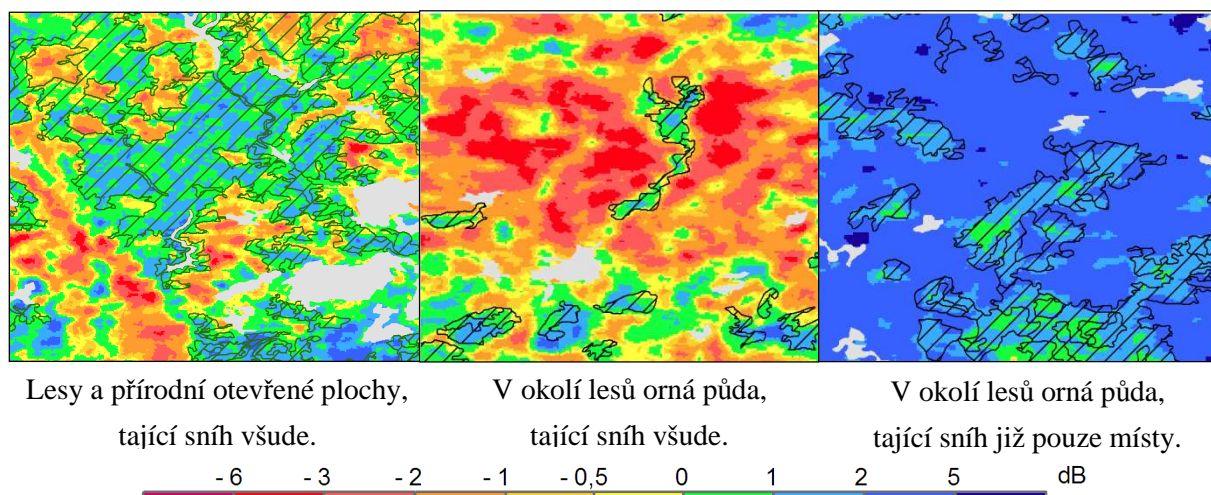
Výsledky z 21. 2. odpovídají teorii, že  $\sigma^0$  pro zmrzlou sněhovou pokrývkou by se měl podobat hodnotám suchého povrchu bez sněhové pokrývky s minimem vegetace. V ostatních případech suchá sněhová pokrývka pokrývala buď velmi malé, nebo žádné území. Změny  $\sigma^0$  pro oblasti bez sněhové pokrývky s teplotami nad nulou jsou obvykle o  $1$  dB a více vyšší než pro oblasti s tajícím sněhem. Pohybují se kolem  $1,5$  až  $2$  dB. V případě hodnocení bez lesů, vodních ploch a toků se rozdíly zvětšují.

### 4.3.2 ASAR – vliv land coveru na změnu odrazového koeficientu

Třídy krajinného krytu byly převzaty z klasifikace CORINE 2006, některé byly sloučeny, viz definici tříd v kapitole 3.1. Sídla a ostatní plochy patřící k osídlení nebyly hodnoceny. Výskyt sněhu je určován dle map z dat MODIS, teploty z vyinterpolovaných informací z meteorologických stanic ČHMÚ. Následující text se týká změn  $\sigma^0$  zaznamenaných při použití referenčních snímků pořízených za výskytu suché sněhové pokrývky. Ostatní varianty referenčních snímků nejsou tak vhodné pro rozpoznání tajícího sněhu, jak vyplývá z předchozího textu. Tabulky s konkrétními výsledky k jednotlivým kategoriím land coveru jsou přiloženy na konci práce, přílohy číslo 2,3 a 4.

#### 4.3.2.1 Lesy

Odrazový koeficient lesních ploch se mění mnohem méně než u ostatních typů krajinného pokryvu vlivem velkého množství vegetace mající vliv na zpětný odraz. V oblastech s tajícím sněhem je patrný větší pokles  $\sigma^0$  mimo lesní plochy. Jakmile přestane být sněhová vrstva jednotná a vznikají jednotlivé plošky zbylého sněhu, mají lesy stále ještě hodnoty blízké nule či mírně záporné na rozdíl od okolí s již kladnými hodnotami změny  $\sigma^0$ , protože se v nich sníh drží déle, viz následující obrázek.



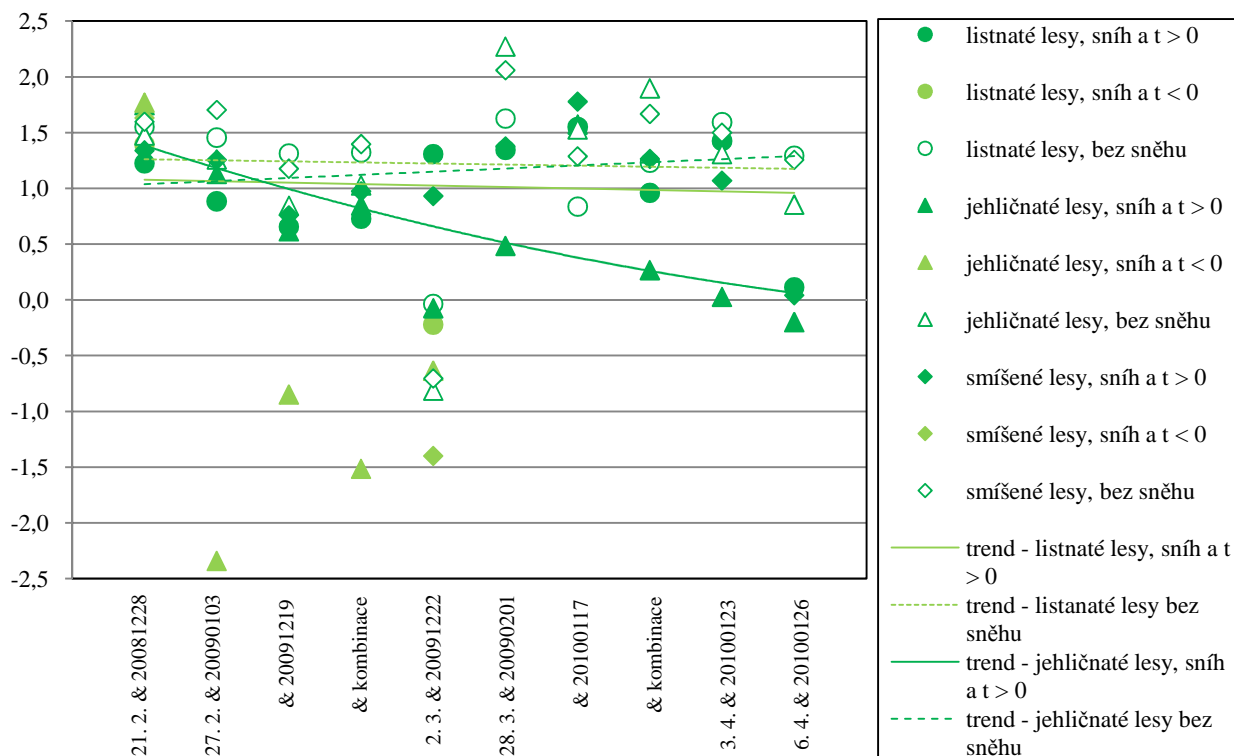
Obr. 39: Vliv lesních ploch na změny odrazového koeficientu. Les je vyznačen šrafováním, šedé plochy symbolizují sídla, vodní plochy a toky. Snímek s tajícím sněhem z 27. 2. s umělým referenčním snímkem z 1. 3. a 19. 12.

Na předchozím obrázku je patrné jiné chování lesních porostů oproti ostatním kategoriím krajinného pokryvu. S pokračujícím táním sněhu rozdíly ještě narůstají. Například 6. 4. dosahují lesní plochy v oblastech s tajícím sněhem kladných změn  $\sigma^0$  s hodnotami i nad 5 dB, naopak v oblastech s ornou půdou záporných změn  $\sigma^0$  – 2 dB i menších než – 6 dB. Okolní kategorie krajinného krytu tedy dosahují změn přesně opačných.

Výsledky změn  $\sigma^0$  pro lesní porosty s tající sněhovou pokrývkou a bez sněhu by neměly být moc směrodatné, sněhové mapy z MODIS většinou les řadí do kategorie bez sněhové pokrývky, i když tam sníh pravděpodobně leží. Do oblastí se sněhem, je zřejmě řazen, pouze pokud se drží sníh na stromech nebo má menší objem kmenů, případně by mohl být i mrtvý a tudíž také tvořen menším množstvím biomasy než je obvyklé.



Graf 2: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] pro lesní porosty. Porovnání se sněžovou mapou z dat MODIS a teplotami ze stanic ČHMÚ.



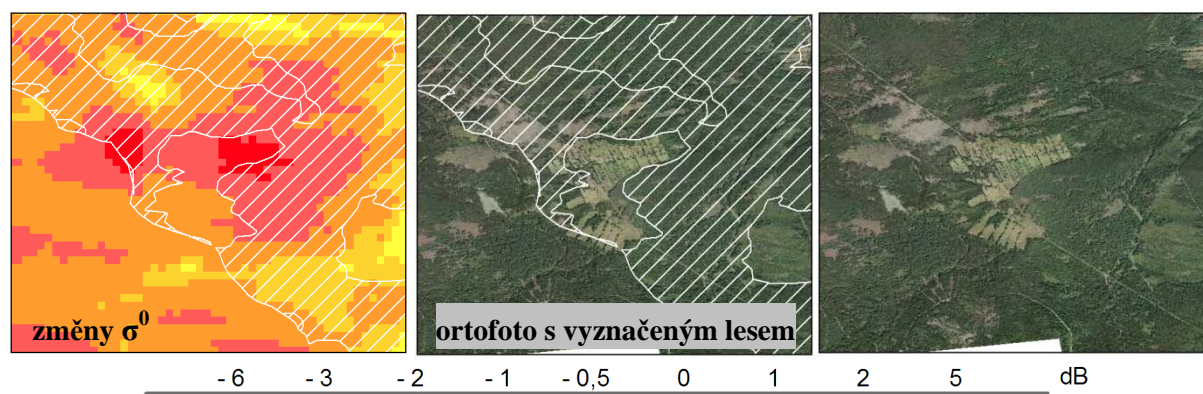
V grafu jsou znázorněny jen změny  $\sigma^0$  v případech, kdy byl použit referenční snímek se suchou sněžovou pokrývkou. Směrodatné odchylky se obvykle pohybují kolem od 0,5 do 1,5 dB. Ke 2. 3. byl použit pravděpodobně nevhodný referenční snímek, sněž se nevyskytoval všude a možná mýšly tál.

Průměrné změny  $\sigma^0$  pro jehličnaté lesy se pohybují od  $-0,2$  do  $1,7$  dB v oblastech s tajícím sněhem, od  $-0,6$  do  $1,8$  dB v oblastech se suchou sněžovou pokrývkou a v oblastech bez sněhu od  $-0,8$  do  $2,3$  dB. Začátkem období tání není velký rozdíl v odrazivosti jehličnatých lesů v oblastech s tajícím sněhem a bez něj, teprve koncem března začínají být odlišitelné. Větších rozdílů kolem  $1,5$  dB mezi stavem při výskytu tajícího sněhu a bez sněžové pokrývky dosahují jehličnaté lesy až koncem března a v dubnu. Příčinou poklesu  $\sigma^0$  koncem jara by mohl být výskyt porostů jehličnatého lesa převážně ve vyšších nadmořských výškách oproti ostatním typům lesa, kde v tu dobu leží relativně mocná vrstva tajícího sněhu.

Pro vynesení závěrů ohledně vlivu lesních porostů na změny  $\sigma^0$  je nutné provést terénní šetření, zda sněž v lese je či není a jaký. Na základě dat MODIS není možné dělat závěry ohledně lesních porostů.

Prahová hodnota pro rozpoznání jehličnatého lesa s výskytem tající sněžové pokrývky a bez ní by se mohla pohybovat kolem  $1$  dB. Například 28. 3. by byla vhodnější vyšší prahová hodnota  $1,5$  dB. Problematické je, že jehličnaté lesy bez sněžové pokrývky dosahují také hodnot od  $0$  do  $1$  dB. Kdyby tato kategorie nezabírala tak velké plochy ČR, bylo by nejlepší ji z klasifikace vyloučit. U listnatých a smíšených lesů by se dle grafu mohla prahová hodnota také pohybovat kolem  $1$  až  $1,5$  dB. Z porovnání s ortofotem a daty z CORINE vychází, že nejsou změny  $\sigma^0$  v těchto dvou kategoriích tak odlišné od okolních otevřených ploch jako je tomu u jehličnatého lesa.

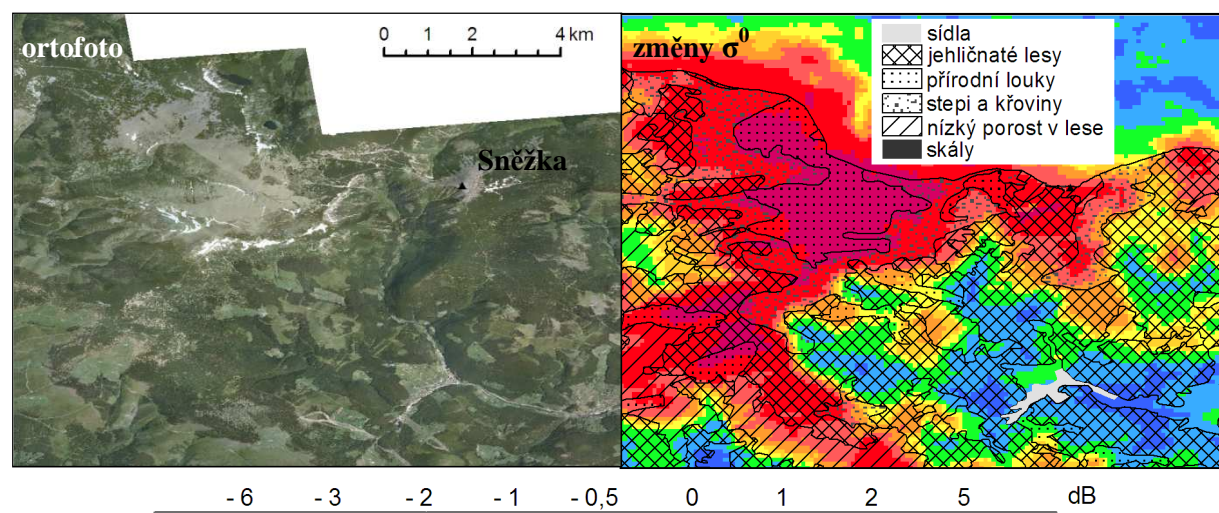
Vliv hustoty lesního porostu na  $\sigma^0$  nebyl předmětem této práce, ale i při pouhém vizuálním porovnání je patrný. S rostoucí hustotou lesa se rozdíl  $\sigma^0$  zmenšuje, klesá vliv sněhem pokryté země.



Obr. 40: Vliv hustoty lesního porostu v oblasti s tající sněhovou pokrývkou na změnu rozdílu  $\sigma^0$  Mezi 27. 2. a kombinací dvou referenčních snímků z 1. 3. a 19. 12. 2009. Bílé šrafování znázorňuje lesní plochy podle CORINE. Ortofoto pochází z mapového serveru CENIA.

#### 4.3.2.2 Přírodní otevřené plochy

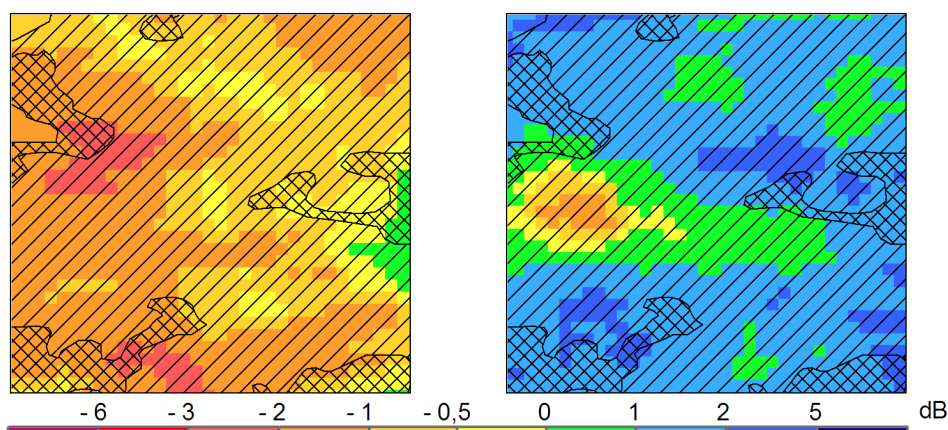
Zahrnují skály, nízký porost v lese, přírodní louky, stepi a křoviny.



Obr. 41: Ortofoto a změny  $\sigma^0$  v oblasti tající sněhové pokrývky z 28. 3. a referenčním snímkem z 2. 1. 2009 se suchou sněhovou pokrývkou v nejvyšších oblastech Krkonoš.

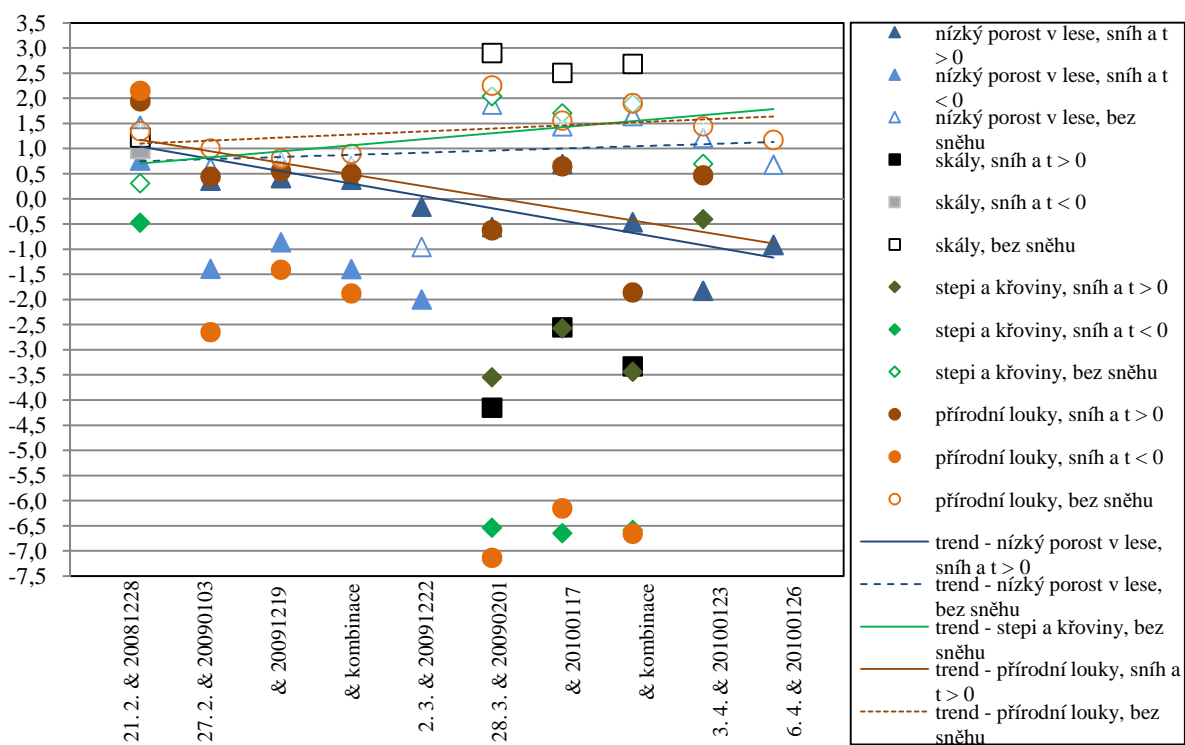
Tající sníh pokrývá celou oblast. Kategorie skály zabírá malou plochu blízko vrcholu Sněžky. Změny  $\sigma^0$  v kategorii přírodní louky v těchto partiích s velkým množstvím tajícího sněhu dosahují hodnot pod  $-6$  dB. V kategoriích stepi a křoviny, nízký porost v lese a místy i v kategorii jehličnaté lesy se pohybují v rozmezí  $-6$  až  $-2$  dB. Na dalším obrázku z 28. 3. jsou změny  $\sigma^0$  výrazně menší, zachycena je část hřebene Krušných hor pokrytá tajícím sněhem.

Na následujícím obrázku se změny  $\sigma^0$  pohybují od hodnot nižších než  $-6$  do  $0$  dB v případě referenčního snímku z 1. 2., u druhého snímku většinou neklesají do záporných hodnot.



Obr. 42: Změny  $\sigma^0$  v oblasti s tající sněhovou pokrývkou k 28. 3. s převažující kategorií krajinného pokryvu nízký porost v lese. Referenční snímek k 1. 2. 2009 (vlevo), referenční snímek k 17. 1. 2010 (vpravo), oba se suchou sněhovou pokrývkou. Druhou kategorií krajinného pokryvu jsou jehličnaté lesy.

Graf 3: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] pro přírodní otevřené plochy.



Nízké hodnoty změny  $\sigma^0$  z 27. 2. v oblastech se suchou sněhovou pokrývkou pro kategorie nízký porost v lese a přírodní louky pochází z území o malé rozloze a nemohou být brány jako směrodatné pro chování této kategorie. Velmi nízké hodnoty v kategoriích stepi a křoviny a přírodní louky v oblastech se sněhem a teplotami pod nulou ke dni 28. 3., jsou zřejmě způsobeny výsledky interpolace teplot, kdy se mohl v těchto místech vyskytovat tající sníh.

Nízký porost v lese a přírodní louky dosahují podobných hodnot. Z grafu je patrné, že jsou dobře odlišitelné teprve až koncem března, kdy již neexistují téměř žádné oblasti se suchým sněhem, zbylá sněhová pokrývkou má vysoký obsah vody v kapalném stavu a málokde klesají teploty pod bod mrazu. I tak je stav s tajícím sněhem nebo bez sněhu od sebe těžko odlišitelný, rozdíly mezi změnami

$\sigma^0$  se pohybují od 1 do 3 dB. V oblastech s tajícím sněhem nabývá průměrná změna  $\sigma^0$  hodnot od -1,8 do 1,4 dB pro nízký porost v lese a od -1,9 do 1,9 dB v oblastech přírodních luk. V oblastech bez sněhu se pohybují průměrné změny  $\sigma^0$  od 0,6 do 1,5 dB pro nízký porost v lese a od 0,8 do 2,3 dB pro přírodní louky. Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  pro oblasti bez sněhu jsou obvykle minimálně o 0,5 dB vyšší a vždy kladné, pokud je použit referenční snímek se suchou sněhovou pokrývkou. Prahová hodnota pro nízký porost v lese se většinou pohybuje kolem 0,5 dB, pro přírodní louky by mohla být nepatrně vyšší, do 1 dB.

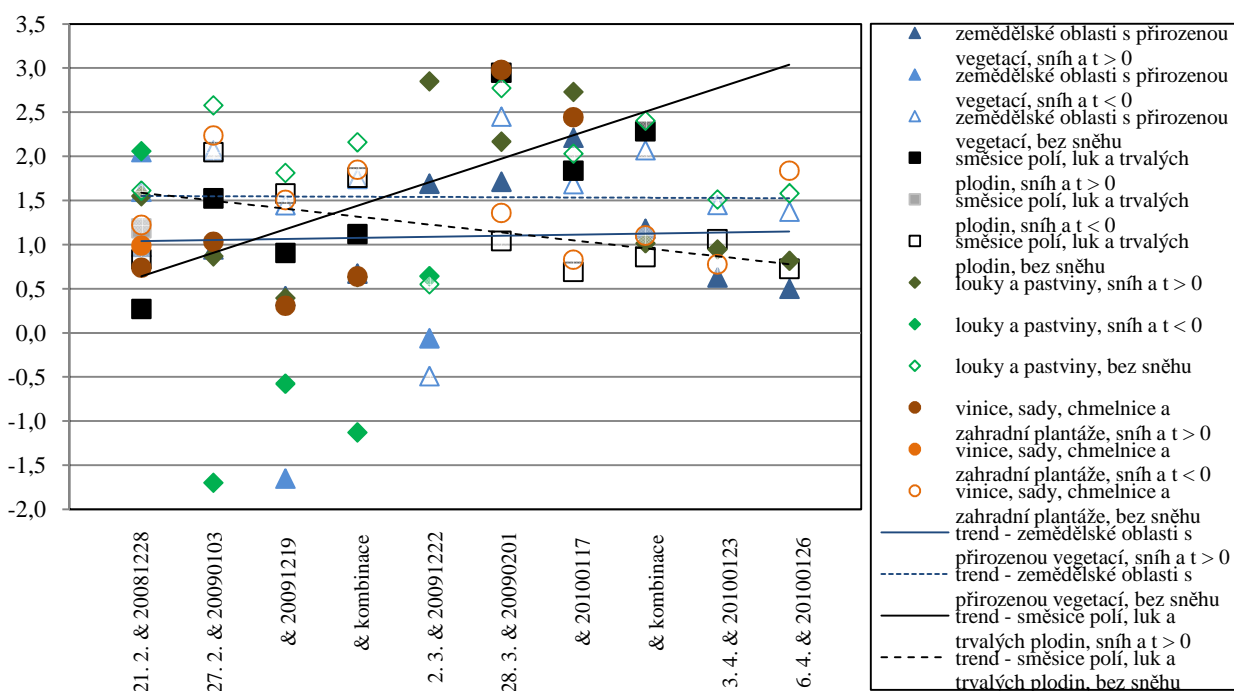
Skály představující hřebeny Krkonoš s občasnými kameny a skalkami dosahují hodnot blízkých údajům v literatuře. Podobají se horským oblastem, jaké zkoumali například Nagler a Rott, kteří volili prahovou hodnotu -3 dB. V oblastech s tajícím sněhem se pohybují průměrné změny  $\sigma^0$  od -4,2 do -2,6 dB, v oblastech bez sněhu nabývají 1,2 dB a více. V tomto případě je možné použít prahovou hodnotu -2,5 dB.

V kategorii stepi a křoviny jsou v případě tajícího sněhu změny  $\sigma^0$  vždy záporné při užití referenčního snímku se suchou sněhovou pokrývkou. Rozdíl mezi průměrnými hodnotami změny  $\sigma^0$  mezi stavem s tajícím sněhem a bez něj je necelý 1 dB a větší. Ve vyšších nadmořských výškách s mocnou tající sněhovou pokrývkou jsou změny  $\sigma^0$  i v této kategorii v souladu s poznatky z publikací. Průměrné změny  $\sigma^0$  se pohybují od -3,6 do -2,6 dB, v případě menšího množství sněhové pokrývky dosahují -0,4 dB. V oblastech bez sněhu průměrné změny  $\sigma^0$  nabývají hodnot od 0,3 do 2 dB, v tomto případě je zdrojem dat pro výpočet pouze malé území, viz příloha 4. Prahová hodnota se pohybuje kolem nuly.

#### 4.3.2.3 Obhospodařované otevřené plochy kromě orné půdy

Zahrnuje zemědělské oblasti s přirozenou vegetací, směsice polí, luk a trvalých plodin, louky a pastviny a vinice, sady, chmelnice a zahradní plantáže.

Graf 4: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] pro obhospodařované otevřené plochy.



Záporné hodnoty v grafu k 27. 2. pro oblasti s teplotami pod nulou v kategoriích louky a pastviny a zemědělské oblasti s přirozenou vegetací jsou výsledkem z malého území, proto by neměly být brány v úvahu.

Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  jsou převážně v kladné. Směrodatné odchylky se pohybují do 2 dB a rozdíly mezi oblastmi s tajícím sněhem a bez sněhu nabývají hodnot kolem 0,5 až 1 dB, je velmi těžké rozlišit tyto stavy ve zmiňovaných kategoriích.

Zemědělské oblasti s přirozenou vegetací zahrnují nejrůznější typy krajinného pokryvu, jejichž odrazivé vlastnosti se mohou velmi lišit. V oblastech s tajícím sněhem se průměrné změny  $\sigma^0$  pohybují od 0,4 do 2,2 dB, v oblastech bez sněhu od 1,4 do 2,5 dB. Obojí platí pouze pro referenční snímky se suchou sněhovou pokrývkou. Rozdíl mezi těmito dvěma variantami stavu sněhové pokrývky dosahuje 0,5 až 1 dB. Prahová hodnota by se mohla pohybovat kolem 1 a 1,5 dB.

Pro směsici polí, luk a trvalých plodin v oblastech s tající sněhovou pokrývkou průměrné změny  $\sigma^0$  dosahují od 0,3 do 1,5 dB, v oblastech bez sněhu od 0,7 do 2,7 dB. Určit prahovou hodnotu platící pro všechny kombinace s referenčními snímky se suchou sněhovou pokrývkou není možné.

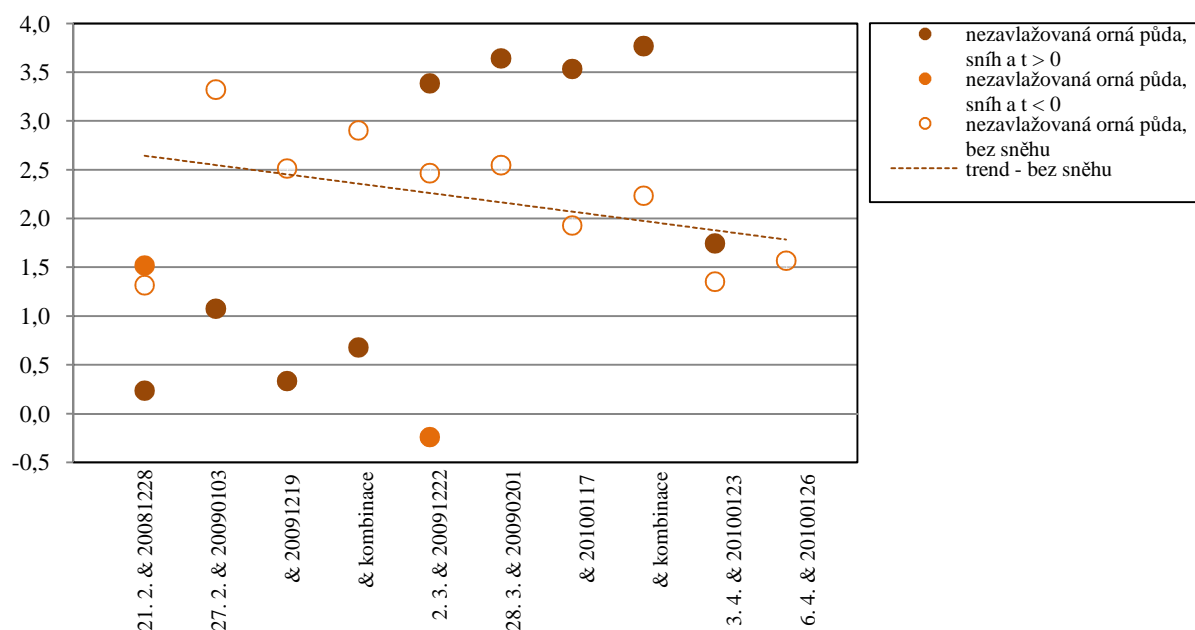
Louky a pastviny v oblastech s tajícím sněhem se průměrné změny  $\sigma^0$  pohybují od 0,4 do 2,9 dB, v oblastech bez sněhu od 1,5 do 2,6 dB. Hranice mezi oblastmi s tajícím sněhem a bez sněhu by se mohla vyskytovat mezi 1 a 1,5 dB.

V kategorii vinice, sady, chmelnice a zahradní plantáže změny nabývají hodnot mezi 0,3 a 1 dB, vyšší hodnoty v grafu reprezentují jen velmi malí území. V oblastech bez sněhové pokrývky od 0,7 do 2,2 dB. Prahová hodnota by se mohla pohybovat kolem 1 dB.

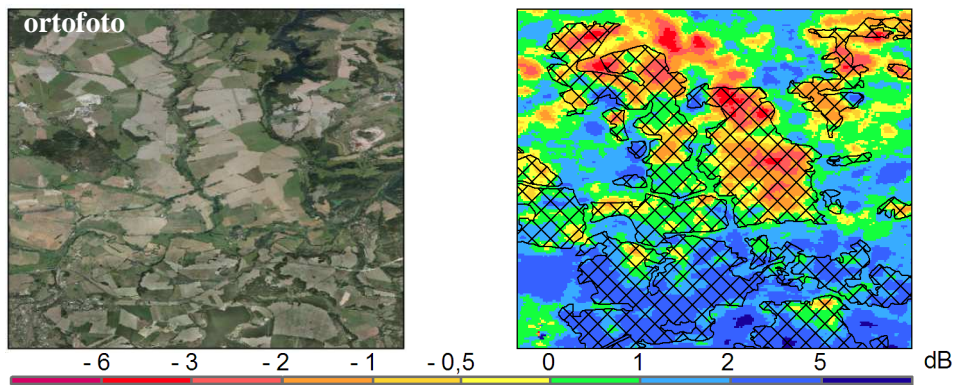
#### 4.3.2.4 Orná půda

Je jednou z nejproblematičtějších kategorií krajinného pokryvu vzhledem k určení rozsahu tající sněhové pokrývky.

Graf 5: Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  [dB] pro nezavlažovanou ornou půdu.

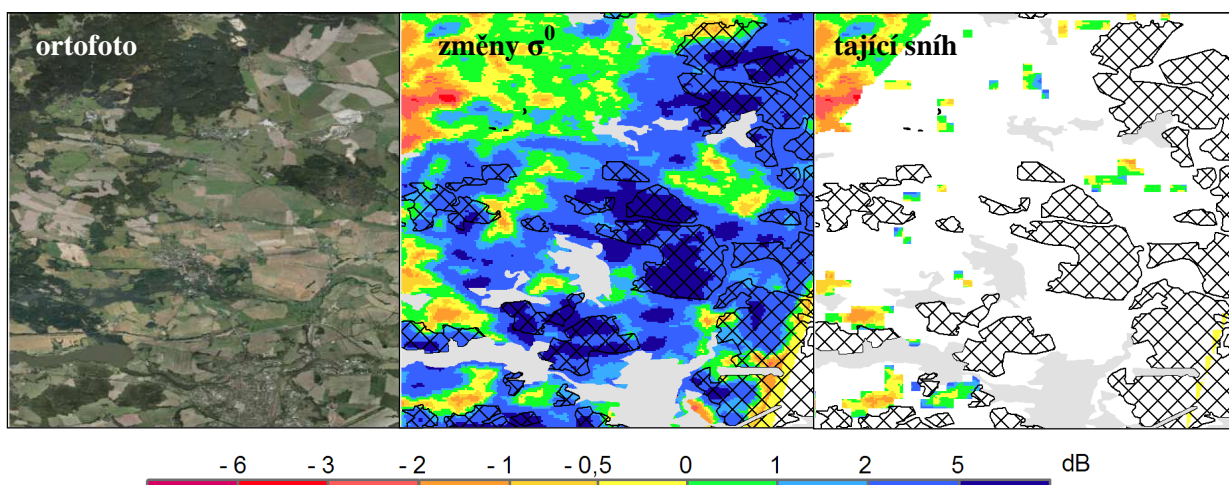


Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  se pohybují převážně v kladných číslech. Po 28. 3. se sníh, ani tající, v oblastech s ornou půdou téměř nevyskytuje. V oblastech s tajícím sněhem se změny  $\sigma^0$  pohybují od 0,2 do 3,8 dB, v oblastech bez sněhu od 1,3 do 3,3 dB. Hodnoty změn  $\sigma^0$  se hodně kryjí. Rozpoznání tající sněhové pokrývky na orné půdě se zdá být nemožné při srovnání změn  $\sigma^0$  s ortofotem a klasifikací CORINE. To ilustrují následující příklady, viz Obr. 43. Prahovou hodnotu není možné určit.



Obr. 43: Ortofoto a změny  $\sigma^0$  [dB] k 27. 2. v kombinaci s referenčním snímkem se suchým sněhem z 3. 1. 2009. Celá zobrazená oblast je pokryta tající sněhovou pokrývkou. Orná půda dle CORINE vyznačena šrafováním.

Na obr. 43 je patrný velký rozptyl hodnot změn  $\sigma^0$  v oblastech s tajícím sněhem od záporných mezi kolem  $-2$  dB po kladné překračující  $5$  dB. Čím je plocha orné půdy jednotnější, pole nejsou přerušována malými remízky ani travními plochami, tím je hodnota změny  $\sigma^0$  bližší  $-2$  dB.



Obr. 44: Ortofoto a změny  $\sigma^0$  [dB] v oblasti s tající sněhovou pokrývkou ke 2. 3. v kombinaci s referenčním snímkem se suchým sněhem z 22. 12. 2009. Orná půda vyznačena šrafováním, sídla šedě, rozsah tajícího sněhu na posledním obrázku bíle. 22. 12. byl sníh zaznamenán, ovšem 2. 3. je sice sníh na sněhové mapě z MODIS, na meteorologické stanici však zaznamenán nebyl.

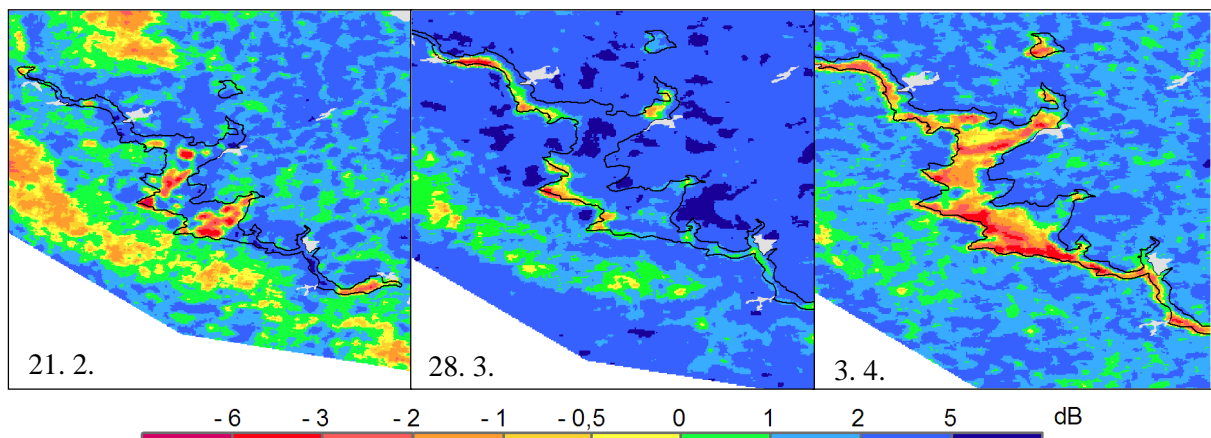
Změny  $\sigma^0$  dosahují v případě obr. 44 vysokých kladných hodnot.

Podivné chování koeficientu zpětného rozptylu orné půdy by mohlo být způsobeno například změnami vlhkosti půdy v referenčním snímkem. Někdy půda nestihne promrznout a pod suchou sněhovou pokrývkou leží půda s vysokým obsahem vlhkosti, což má vliv na koeficient zpětného rozptylu, jindy je pod tou samou pokrývkou již hluboce promrzlá půda. V obou případech jsou však informace o stavu při pořízení referenčního snímku stejné, teploty pod nulou a souvislá sněhová

pokrývka. Členitost povrchu má také výrazný vliv na změny  $\sigma^0$ , pro jednotlivé obdělávané plochy se může členitost velmi lišit, například způsobem orby, vysetím ozimu, expozicí, která má vliv na mocnost sněhové pokrývky, i samotnou mocností sněhové pokrývky, která u zoraného pole členitost snižuje.

#### 4.3.2.5 Vodní plochy, mokřady, močály a rašeliniště

Mokřady, močály a rašeliniště zabírají malé plochy a nejsou patrné změny rozdílu  $\sigma^0$  oproti okolním plochám s jiným krajinným krytem, často to bývá nízký porost v lese. Vodní plochy je v literatuře doporučováno vyloučit. Jejich odrazivost se výrazně mění vícekrát během období s výskytem sněhové pokrývky než u ostatních typů krajinného krytu. Viz kapitola 2.4.3 o vlivu land coveru na změny prahových hodnot.



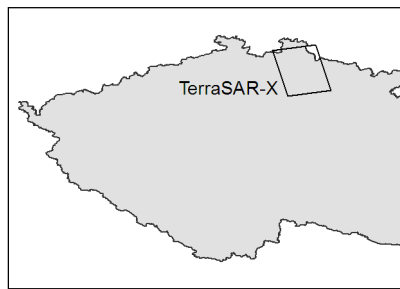
Obr. 45: Vodní nádrž Lipno – změny  $\sigma^0$  21. 2. (referenční snímek 28. 12. 2008), kdy se v okolí vyskytuje suchá sněhová pokrývka, 28. 3. (referenční snímek 1. 2. 2009), kdy by měl sníh v okolí tát, 3. 4. se v okolí žádný sníh nevyskytuje a led na hladině pravděpodobně není. Šedě jsou vyznačena sídla, hranice vodní plochy je znázorněna černou čarou.

#### 4.3.3 TerraSAR-X

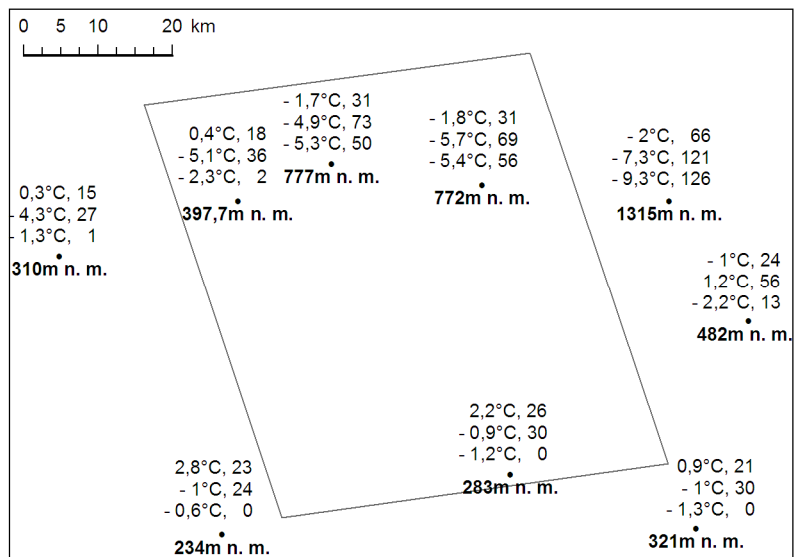
Změna  $\beta^0$  je vypočtena jako rozdíl snímku s tajícím sněhem a referenčního. Výsledek je identický s rozdílem hodnot  $\sigma^0$ , jak bylo prováděno s daty ze senzoru ASAR.

$$\text{změna } \beta^0 [dB] = \beta_{\text{snímku s tajícím sněhem}}^0 [dB] - \beta_{\text{referenčního snímku}}^0 [dB]$$

Snímky ze senzoru TerraSAR-X byly pořízeny 20. ledna, 11. února a 5. března 2010. Zachycují území kolem Liberce na severu Čech. Čas snímání byl 16:30 UTC, tedy přibližně 17:30 našeho času. Dle získaných údajů o teplotách byl sníh pravděpodobně suchý během pořizování všech tří snímků, průměrné teploty se pohybovaly pod nulou. Sněhová pokrývka se vyskytovala na celém území, 5. 3. v jižní části zahrnující oblasti s nižšími nadmořskými výškami již sněhová pokrývka byla nesouvislá, či úplně odtála. Na konci práce v přílohách je pro ilustraci přiloženo ortofoto s vyznačenými hranicemi zobrazené oblasti a také mapa krajinného pokryvu CORINE Land Cover 2006. Jediné vhodné sněhové mapy z MODIS pochází z 21. února a 7. března. Tající sníh se pravděpodobně nikde nevyskytuje, proto ani nebyly použity.

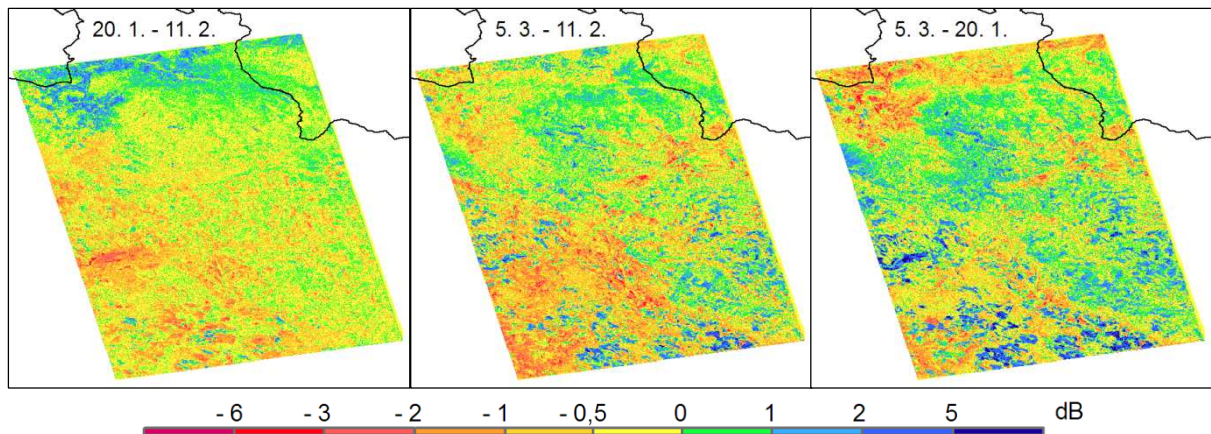


Obr. 46: Náskres rozsahu snímku ze senzoru TerraSAR-X.



Obr. 47: Maximální teplota a výška sněhu v cm zaznamenané na meteorologických stanicích ve dnech 20. 1., 11. 2. a 5. 3. 2010 (zobrazeny jsou popořadě, nejvýše 20. 1.) v záměrném území a jeho blízkém okolí. U každé meteorologické stanice je zobrazena i její nadmořská výška.

Jako referenční byl dvakrát použit snímek z 11. 2., sníh se v době pořízení vyskytoval v celém snímaném území, výška sněhu byla zaznamenána nejvyšší a maximální teploty pod nulou. Jednou byl jako referenční použit snímek z 20. 1. Při bližším pohledu jsou rozdílové snímky velmi zrnité, přestože na ně byl aplikován speckle filtr Gamma MAP a při zpracování bylo sníženo prostorové rozlišení snímku.

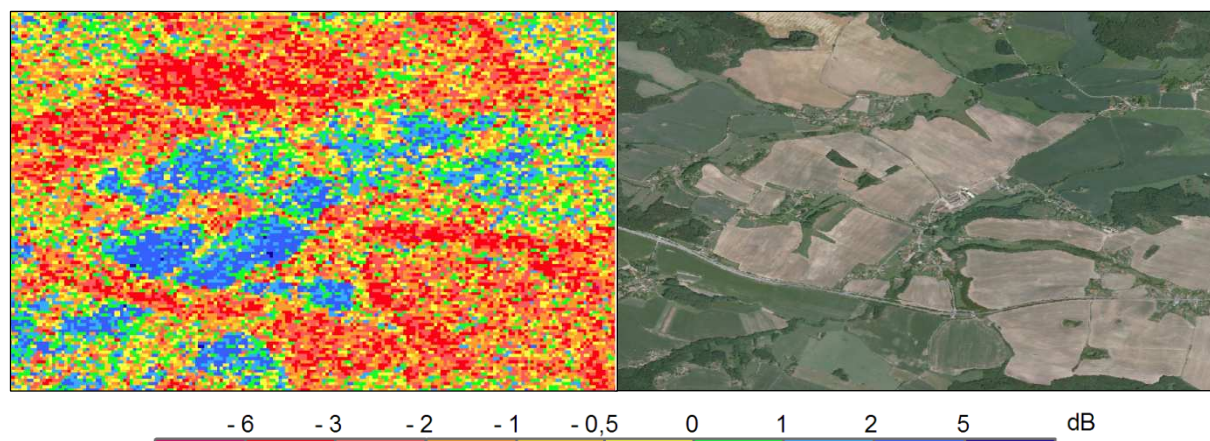


Obr. 48: Změna  $\beta^0$  zvolených kombinací snímků z TerraSAR-X.

Na prvním rozdílovém snímku jsou v severní části výrazné oblasti s relativně velkými kladnými změnami, spadají většinou do kategorie louky a pastviny, méně pak do kategorií nezavlažovaná orná půda a zemědělské oblasti s přirozenou vegetací. V těchto oblastech byl zaznamenán nárůst mocnosti sněhové pokrývky. Oblast lesů a nízkého lesního porostu v horní polovině snímku se měnila méně, hodnoty změny odrazivosti se pohybují kolem nuly. Výrazné kladné i záporné změny patrné v levé spodní třetině rozdílového snímku se oboje vyskytují v kategorii nezavlažovaná orná půda, lesní plochy se v těžce oblasti moc nemění. Sousední pole se mohou chovat naprosto rozdílně, viz následující obrázek. Přitom výška sněhové pokrývky se v této části území téměř



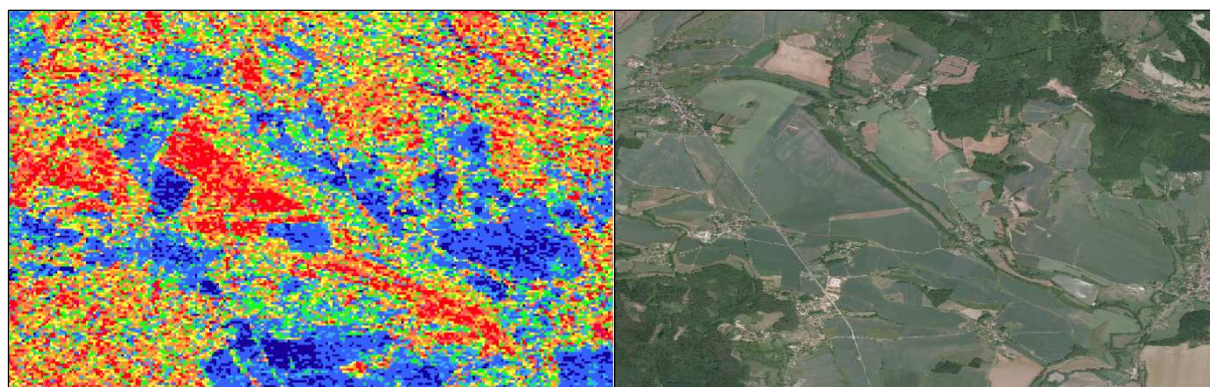
neměnila. Příčina odlišného chování jednotlivých orných ploch vzhledem k odrazivosti není zcela zřejmá, možné vysvětlení je nastíněno v předchozím textu, viz kapitola 4.3.2.4.



Obr. 49: Změna  $\beta^0$  mezi 20. 1. a 11.2 v jižní části území s převažující ornou půdou.

Druhý rozdílový snímek mezi hodnotami z 5. 3. a 11. 2. dosahuje mnohdy podobných absolutních hodnot změny jako předchozí ovšem s opačným znaménkem. Oproti předchozímu snímku jsou v rozdílovém snímku více patrné hranice jednotlivých ploch kategorií krajinného krytu, především v jižní části, kde sníh 5. 3. již pravděpodobně nebyl. Zaznamenanou změnou byl převažující úbytek sněhové pokrývky stejně jako v předchozím případě.

Třetí rozdílový snímek hodnot mezi 5. 3. a 20. 1. ukazuje výraznější rozdíly oproti užití snímku z 11. 2. jako referenčního. Změny množství sněhové pokrývky byly zaznamenány menší než v předchozím případě v místech, kde jsou rozdíly odrazivosti výraznější oproti předchozímu rozdílovému snímku.



Obr. 50: Výřez z rozdílového snímku 5. 3. a 20. 1. Zachycuje jižní část území, 5. 3. bez sněhu, převažují orné plochy, pro porovnání ortofoto z mapového serveru CENIA. Legenda stejná jako u předchozího.

Nebyl k dispozici snímek s tajícím sněhem a tudíž ani nebylo možné stanovit rozsah tající sněhové pokrývky ani vhodnost těchto dat pro její rozpoznání.

## 5 Diskuse

Referenční snímek by měl být podle literatury pořízen v období minimální vlhkosti i vegetace. Pettinato et al. (2004) doporučují pořídit snímky během výskytu suché sněhové pokrývky nebo dokonce i v suchém létě. V této práci bylo vyzkoušenou použitím referenčního snímku z období s větším množstvím vegetace z pozdního jara a léta, s minimální vlhkostí i s maximální vlhkostí po dešti. Referenční snímky pořízené několik dní po zaznamenaných srážkách neposkytly výsledky umožňující rozpoznání tající sněhové pokrývky. Vzhledem k častým změnám počasí na území ČR bylo velmi obtížné získat snímek pořízený ze stejné relativní dráhy v suchém období ať již s vegetací nebo bez ní, tak aby několik dní před pořízením nebyly zaznamenány srážky. Mnohem snazší je najít snímek se suchou sněhovou pokrývkou, kde srážky ve formě sněhu ničemu nebrání. Nakonec byly zpracovány dva snímky se suchým povrchem. Snímek z 11. 7. 2010 by byl ideální, pět dní před tím nepršelo, jeho rozsah byl však velmi malý. Další relativně suchý referenční snímek byl pořízen 14. 11. 2009, na některých stanicích byl zaznamenán malý úhrn srážek. Lepší výsledky v tomto případě poskytl referenční snímek se suchou sněhovou pokrývkou. Referenčních snímků se suchou sněhovou pokrývkou bylo zpracováno osm, další dva byly vytvořeny zprůměrováním hodnot ze dvou referenčních snímků o stejné relativní dráze, jak doporučuje například Mjøen (2008), Valenti et al. (2008), Löw et al. (2002) a Nagler a Rott (2000). Pettinato et al. (2004) doporučují kombinovat snímky pořízené v časovém rozmezí tří měsíců, to nebylo možné dodržet. Byly zpracovány jen dva referenční snímky z průměrných hodnot vytvořené pouze ze dvou snímků a ne ze tří jak je doporučováno v literatuře (Pettinato et al., 2004), z tak malého množství není možné hodnotit vhodnost užití. Nejlepších výsledků pro rozpoznání tající sněhové pokrývky bylo dosaženo použitím referenčních snímků s výskytem suché sněhové pokrývky na celém území.

Prahové hodnoty  $-3$  a  $-2$  dB uváděné v literatuře nejčastěji jsou dosaženým výsledkům velmi vzdálené. Změny  $\sigma^0$  menší než  $-3$  dB signalizující tající sníh byly ve zpracovávaných datech zaznamenány pouze v horských oblastech s minimem vegetace. Nikdy však nebylo možné klasifikovat celý rozsah tající sněhové pokrývky pomocí těchto prahových hodnot. Výsledkům této práce se nejvíce blíží hodnoty, které ve své disertační práci uvádí Kari Luojus (2009). Použil stejnou metodu zpracování a několik referenčních snímků se suchým sněhem, zkoumal také prahové hodnoty při použití referenčních snímků bez sněhové pokrývky. Sledovanou oblastí byly boreální lesy Finska. Při použití referenčních snímků se suchou sněhovou pokrývkou dosahovaly nejlepších výsledků klasifikace prahové hodnoty od 0 do  $-1,5$  dB v závislosti na dvojici snímků. Prahové hodnoty pro rozpoznání tající sněhové pokrývky na celém území ČR při použití referenčního snímku se suchým sněhem se pohybují přibližně od  $-0,5$  dB koncem období tání, kdy se na horách vyskytují mocné vrstvy sněhu s vysokým obsahem vody v kapalném stavu, nejčastěji kolem 0 dB, maximálně do 1,5 dB. Menší/záporné hodnoty by byla klasifikovány jako tající sníh a větší/kladné jako oblasti bez sněhu, případně se suchou sněhovou pokrývkou.

Bezpodmínečně je nutné vyloučit z klasifikace sídla, vodní plochy a vodní toky, které vykazují odlišné chování odrazového koeficientu.

Snímky ze senzoru ASAR zasahující na území Česka bývají pořizovány mezi 9:00 a 9:30 a mezi 20:30 a 21:00 UTC, místní čas získáme přičtením 1 hodiny v zimě, 2 hodin v létě. Referenční snímky s tajícím sněhem pořízené dopoledne byly použity čtyři a jedna kombinace dvou snímků,

stejný počet referenčních snímků se suchým sněhem byl pořízen i v noci. Nebyla možnost porovnat jeden snímek s tajícím sněhem s dvěma referenčními snímky každým o různé době pořízení. Byly kombinovány jen snímky se stejnou relativní dráhou, ty mají téměř stejný čas snímání, liší se o vteřiny. Vzhledem k relativně malému množství zpracovávaných dat není možné stanovit, poskytují-li referenční snímky pořízené v určitou dobu lepší výsledky.

Rozdíly zpětného odrazu mezi obdobím bez sněhu a s tajícím sněhem klesají s rostoucím výskytem biomasy (Koskinen et al., 1997).

Les je po orné půdě nejrozšířenější kategorií krajinného pokryvu v Česku. Koskinen et al. (1999b) zaznamenali změnu  $\sigma^0$  v zalesněné oblasti – 3 až – 4 dB, s vysokým objemem kmenů klesá rozdíl na – 2,5 až – 3 dB. Hallikainen et al. (1995, In: Baghdadi et al., 1997) udávají rozdíl menší než 1 dB mezi odrazovým koeficientem tajícího sněhu a suchého sněhu v zalesněných oblastech. Z výsledků vychází, že  $\sigma^0$  lesních ploch se mění méně než u ostatních typů krajinného pokryvu. Prahová hodnota by se mohla pohybovat 1 až 1,5 dB. Kdyby nezaujímal lesy takovou rozlohu, bylo by lepší je z klasifikace vyloučit, jak je doporučeno v Malnes a Guneriussen (2002) a Malnes a Storvold (2004).

Do přírodních otevřených ploch jsou řazeny kategorie nízký porost v lese, skály, přírodní louky, stepi a křoviny. Přímo o těchto kategoriích se v literatuře nikdo nezmiňuje. Lze na ně vztahovat pouze doporučení Löwa et al. (2002) o použití prahové hodnoty – 2 dB pro klasifikaci bez rozlišení land coveru. Tato prahová hodnota se na výsledky nedá aplikovat, získali bychom pouze část nejvyšších partií hor s největší vrstvou tajícího sněhu. Kategorie skály představující hřebeny Krkonoš s občasnými kameny a skalkami se podobají horským oblastem, jaké zkoumali například Nagler a Rott (2000, 2004a, b), kteří volili prahovou hodnotu – 3 dB. V oblastech s tajícím sněhem se pohybují průměrné změny  $\sigma^0$  od – 4,2 do – 2,6 dB. V tomto případě by se dala použít prahová hodnota – 2,5 dB. Nízký porost v lese a přírodní louky dosahují průměrných hodnot změny  $\sigma^0$  pro oblasti bez sněhu obvykle minimálně o 0,5 dB vyšší než pro oblasti s tajícím sněhem a vždy kladné, pokud je použit referenční snímek se suchou sněhovou pokrývkou. Prahová hodnota pro nízký porost v lese by se mohla pohybovat kolem 0,5 dB, pro přírodní louky by mohla být vyšší, do 1 dB. V kategorii stepi a křoviny je rozdíl mezi průměrnými hodnotami změny  $\sigma^0$  mezi stavem s tajícím sněhem a bez něj je necelý 1 dB a větší. Prahová hodnota by se mohla pohybovat kolem nuly.

Obhospodařované otevřené plochy jsou souhrnem kategorií zemědělské oblasti s přirozenou vegetací, směsice polí, luk a trvalých plodin, louky a pastviny a vinice, sady, chmelnice a zahradní plantáže. Löw et al. (2002) volí pro mapování tající sněhové pokrývky v zemědělsky využívaných oblastech hodnotu – 2 dB, tato hodnota je pro území ČR nepoužitelná. Průměrné hodnoty změny  $\sigma^0$  jsou převážně v kladné. Směrodatné odchylky se pohybují do 2 dB a rozdíly mezi oblastmi s tajícím sněhem a bez sněhu nabývají hodnot kolem 0,5 až 1 dB, je velmi těžké rozlišit tyto stavy ve zmiňovaných kategoriích. Pro zemědělské oblasti s přirozenou vegetací by se prahová hodnota mohla pohybovat kolem 1 a 1,5 dB. Pro směsici polí, luk a trvalých plodin není možné určit prahovou hodnotu platící pro všechny kombinace s referenčními snímky se suchou sněhovou pokrývkou. Jednotlivé dvojice se velmi liší. Hranice mezi oblastmi s tajícím sněhem a bez sněhu pro louky a pastviny by se mohla vyskytovat mezi 1 a 1,5 dB. V literatuře se o pastvinách zmiňuje pouze Löw et

al. (2002), kteří použili prahovou hodnotu – 2 dB. V kategorii vinice, sady, chmelnice a zahradní plantáže prahová hodnota by se mohla pohybovat kolem 1 dB.

Orná půda tvoří 40 % rozlohy ČR a je také jednou z nejproblematictějších kategorií krajinného pokryvu vzhledem k určení rozsahu tající sněhové pokrývky. Löw et al. (2002) volí pro obdělávané pole prahovou hodnotu – 4 dB. Orná půda na území Česka se chová jinak. Průměrné změny  $\sigma^0$  se pohybují převážně v kladných číslech. V oblastech s tajícím sněhem se objevují pole jak s vysokými kladnými tak s velkými zápornými hodnotami změny  $\sigma^0$ . Z výsledků nelze odhadnout vhodnou prahovou hodnotu.

Poslední dva úkoly se splnit nepodařilo. Vliv polarizace na prahovou hodnotu nemohl být zjištěn, protože data o různých polarizacích se nakonec nepodařilo získat. Byla zpracována pouze data o VV polarizaci. Vhodnost užití dat o kratší vlnové délce pro rozpoznání tající sněhové pokrývky, v tomto případě dat ze senzoru TerraSAR-X, také nemohla být stanovena. Všechny tři získané snímky byly pořízeny za výskytu suché sněhové pokrývky, další nebyly pořízeny z finančních důvodů.

## 6 Závěr

Hlavními cíli práce bylo na základě teorie a empirických poznatků rozhodnout o nejvhodnější době pro pořízení referenčního snímku, zjistit změnu prahové hodnoty koeficientu zpětného rozptylu vzhledem k výběru referenčního snímku, v závislosti na typu krajinného krytu a vlivem polarizace dat. Posledním úkolem bylo vyzkoušet stejný postup na datech o kratší vlnové délce.

Za účelem rozpoznání tající sněhové pokrývky na území ČR bylo ze senzoru ASAR zpracováno osm snímků s výskytem tající sněhové pokrývky a 20 referenčních snímků pořízených za různých podmínek. Navíc byly vytvořeny dva umělé referenční snímky kombinací dvou snímků se suchou sněhovou pokrývkou. Zjišťování tající sněhové pokrývky bylo založeno na tzv. Naglerově algoritmu, který pracuje na bázi změny absorpce radarového signálu vlivem obsahu vody v kapalném stavu ve sněhové pokrývce. Podle zvolené prahové hodnoty je pak snímek klasifikován na oblasti s tajícím sněhem a bez něj. Výsledky byly porovnány s mapami sněhové pokrývky z optických dat MODIS a s daty z meteorologických stanic ČHMÚ. Byl zjišťován vliv land coveru na prahovou hodnotu. Zpracovány byly 3 snímky ze senzoru TerraSAR-X.

Nejlepších výsledků pro rozpoznání tající sněhové pokrývky bylo dosaženo s referenčními snímky pořízenými za výskytu suché sněhové pokrývky na celém území, jejíž mocnost byla větší než mocnost sněhové pokrývky na snímku s tajícím sněhem. Lepších výsledků bylo dosaženo, pokud maximální teploty během dne, kdy byl pořízen referenční snímek, zůstaly záporné.

Prahové hodnoty pro rozpoznání tající sněhové pokrývky na celém území ČR bez rozlišení kategorií land coveru při použití referenčního snímku se suchým sněhem se pohybují přibližně od – 0,5 dB koncem období tání, kdy se na horách vyskytují mocné vrstvy sněhu s vysokým obsahem vody v kapalném stavu, nejčastěji pak kolem 0 dB, maximálně do 1,5 dB. Vliv výběru referenčního snímku se suchou sněhovou pokrývkou na prahovou hodnotu je významný, nejsou však zřejmé příčiny rozdílných výsledků.

Z klasifikace byla vždy vyloučena sídla, vhodné je také vyloučit vodní plochy a toky. Koncem období výskytu sněhové pokrývky by bylo vhodné vynechat oblasti do určité nadmořské výšky nebo se zaměřit pouze na oblasti, kde byl naposledy sníh zaznamenán.

Vliv land coveru na změny odrazového koeficientu není zanedbatelný. Rozdíly zpětného odrazu mezi obdobími bez sněhu a s tajícím sněhem klesají s rostoucím výskytem biomasy (Koskinen et al., 1997). Nejmenších změn  $\sigma^0$  během celého sledovaného období dosahují lesy, především jehličnaté, prahová hodnota se pohybuje mezi 1 až 1,5 dB. Kdyby netvořily třetinu ČR, bylo by lepší je z klasifikace vyloučit. V kategorii skály představující hřebeny Krkonoš s občasnými kameny a skalkami je možné použít prahovou hodnotu – 2,5 dB. Ta se nejvíce blíží hodnotám zmiňovaným v literatuře. Prahová hodnota pro nízký porost v lese se pohybuje kolem 0,5 dB, pro přírodní louky do 1 dB, pro stepi a křoviny kolem nuly, pro zemědělské oblasti s přirozenou vegetací kolem 1 a 1,5 dB. Pro směsici polí, luk a trvalých plodin není možné určit prahovou hodnotu platící pro všechny kombinace s referenčními snímky se suchou sněhovou pokrývkou. Jednotlivé dvojice se velmi liší. Hranice mezi oblastmi s tajícím sněhem a bez sněhu pro louky a pastviny se vyskytuje mezi 1 a 1,5 dB. V kategorii vinice, sady, chmelnice a zahradní plantáže se prahová hodnota pohybuje kolem 1 dB. Orná půda tvoří 40 % rozlohy ČR a je jednou z nejproblematictějších kategorií krajinného pokryvu vzhledem k určení rozsahu tající sněhové pokrývky. Průměrné změny  $\sigma^0$  se pohybují převážně v kladných číslech. V oblastech s tajícím sněhem se objevují pole jak s vysokými kladnými tak s velkými zápornými hodnotami změny  $\sigma^0$ . Z výsledků nelze odhadnout vhodnou prahovou hodnotu.

Poslední dva cíle se nepodařilo splnit. Vliv polarizace dat na prahovou hodnotu nebyl zkoumán. Původně se předpokládalo, že budou dostupná data o různých polarizacích, nakonec však nebyla. Všechna zpracovávaná data byla o VV polarizaci. Data ze senzoru TerraSAR-X byla zpracována, ale podmínky při jejich pořízení neumožnily vyzkoušení detekce tající sněhové pokrývky. Během pořízení všech tří snímků se pohybovaly průměrné teploty pod nulou a sníh tedy pravděpodobně netál. Další snímky v pásmu X nebyly pořízeny z finančních důvodů.

Byla prokázána možnost rozpoznání tající sněhové pokrývky ze SAR dat v pásmu C ze senzoru ASAR nad územím ČR. Odrazový koeficient zde většinou nedosahuje tak velkých změn jako v horských či severských oblastech. Detekci tajícího sněhu znesnadňuje také velký podíl lesů. Přesto je mapování tající sněhové pokrývky ze SAR dat přínosem, hlavně v kombinaci s optickými daty, která jsou omezena jak dlouhými intervaly snímání území ČR v některých zimních měsících tak oblačností.

## POUŽITÉ ZDROJE INFORMACÍ

### Literatura

ASAR Product Handbook. European Space Agency – EnviSat ASAR Product Handbook, Issue 2.2, 27 February 2007. Pdf. [<http://envisat.esa.int/handbooks/>]

BAGHDADI, N., GAUTIER, Y., BERNIER, M. (1997): Capability of multitemporal ERS-1 SAR data for wet snow mapping. *Remote Sens. Environ.*, vol. 60, pp. 174-186.

BARTSCH, A., et al. (2007): Monitoring of spring snow melt with ENVISAT ASAR WS in the Eastern Alps by combination of ascending and descending orbits. Proceedings “ENVISAT Symposium 2007”, Montreux, Switzerland, 23-27 April 2007.

BLASCO CUTRONA, A. (2008): Comparison of snow-covered area estimation methods in northern Finland. Master's thesis. Helsinki University of Technology.

CAPALINIOVÁ, K. (2006): Filtrace interferometrických dat. Diplomová práce. Fakulta stavební, ČVUT, Praha, s. 85.

ČEKAL, R. ET AL. (2009): Roční zpráva o hydrometeorologické situaci v České Republice 2008. ČHMÚ, Praha, s. 30. [<http://www.chmi.cz>]

ČEKAL, R. ET AL. (2010): Roční zpráva o hydrometeorologické situaci v České Republice 2009. ČHMÚ, Praha, s. 32. [<http://www.chmi.cz>]

DAŇHELKA, J., ČEKAL, R. (2009, 2010): Informace o množství sněhové pokrývky na území ČR k (určitému datu). Týdenní zprávy shrnující situaci během uplynulého týdne, ČHMÚ, Centrální předpovědní pracoviště v Praze, Oddělení hydrologických předpovědí. [<http://www.chmi.cz>]

DÜRING, R., KOUDOGBO, F. N., WEBER, M. (2008): TerraSAR-X and TanDEM-X Revolution in Spaceborn Radar. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXVII. Part B1. Beijing 2008, p. 227 - 234.

ENGEN, G., GUNERIUSSEN, T., OVERREIN, Ø. (2003): New approach for snow water equivalent (SWE) estimation using repeat pass interferometric SAR. Project EnviSnow and SnowMan. Proceedings IGARSS03, Toulouse, France, July, 2003.

FRITZ, T. (2007): TerraSAR-X Level 1b Product Format Specification. TX-GS-DD-3307, DLR, Issue 1.3, December 2007, s. 257. [<http://www.infoterra.de/>]

FRITZ, T., EINEDER, M. (2009): TerraSAR-X Basic Product Specification Document, TX-GS-DD-3302, Issue 1.6, 18. 3. 2009, s. 108. [<http://www.infoterra.de/>]

Fundamentals of Remote Sensing. Canada Center for Remote Sensing. 2007. Pdf. [[http://ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)]

GAUTHIER, Y., BERNIER, M., HARDY, S., CHOKMANI, K., CARIGNAN, M. (2004): Comparison of ASAR data and RADARSAT-1 data for cryospheric applications in Canada – The case of snow water equivalent. Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria 6-10 September 2004 (ESA SP-572, April 2005).

- GUNERIUSSEN, T., JOHNSEN, H., LAUKNES, I. (2000): RADARSAT, ERS and EMISAR data for snow monitoring in mountainous areas. SAR Workshop: CEOS Committee on Earth Observation Satellites; Working Group on Calibration and Validation, Proceedings of a Conference held 26-29 October 1999, Toulouse, France. Edited by Robert A. Harris and L. Ouwehand. Publisher: Paris: European Space Agency, 2000. ESA-SP vol. 450, ISBN: 9290926414
- GUNERIUSSEN, T., HOGDA, K. H., JOHNSON, H., LAUKNES, I. (2001): InSAR for estimating changes in snow water equivalent of dry snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39 (10), 2101–2108.
- HALLIKAINEN, M., ULABY, F. T., ABDELRAZIK, M. (1986): Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range. *IEEE Trans. Ant. Propagat.*, vol. AP-34, Nov. 1986, s. 20.
- HALLIKAINEN, M. T. (1989): Microwave radiometry of snow. *Advances in Space Research*, Volume 9, Issue 1, 1989, Pages 267-275.
- HALLIKAINEN, M. T., KURVONEN, L., KOSKINEN, J., JÄÄSKELÄINEN, V., MÄKYNEN, M. (1995): Combined use of radar and microwave radiometer in retrieval of snow characteristics. *IGARSS '95, „Quantitative Remote Sensing for Science and Applications“*, International, Vol. 2, Page(s): 1511 – 1514.
- HALLIKAINEN, M., PULLIAINEN, J., PRAKS, J., ARSLAN, A. (2001): Progress and challenges in radar remote sensing of snow. *Proc. 3th International Symposium "Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications"*, Sheffield, UK, 11 - 14 September 2001, p. 185 - 192.
- KOSKINEN, J. T., PULLIAINEN, J. T., HALLIKAINEN, M. T. (1997): The use of ERS-1 SAR data in snow melt monitoring. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35, 601–610.
- KOSKINEN, J. T., METSÄMÄKI, S., GRANDELL, J., JÄNNE, S., MATIKAINEN, L., HALLIKAINEN, M. (1999a): Snow monitoring using radar and optical satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 69, 16– 29.
- KOSKINEN, J. T., PULLIAINEN, J. T., MÄKYNEN, M. P. HALLIKAINEN, M. T. (1999b): Seasonal Comparison of HUTSCAT Ranging Scatterometer and ERS-1 SAR Microwave Signatures of Boreal Forest Zone. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No. 4, p. 2068–2079.
- KOSKINEN, J. T. (2001): *Snow Monitoring Using Microwave Radars*, Ph.D. Dissertation, Helsinki University of Technology, Laboratory of Space Technology, Report 44, Espoo, Finland, January 2001.
- LI, S., GUO, H., SHI, J. (2001): Retrieving of snow density with SIR-C polarimetric SAR data. *Chinese Science Bulletin*, vol. 46, no. 14, July 2001.
- LONGÉPÉ, N., ALLAIN, S., POTTIER, E. (2008): Toward an operational method for refined snow characterization using dual-polarization C-band SAR data. *Proceedings IGARSS 2008, IEEE, Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 7 – 11 July 2008, Boston. Volume 2, p. II-57 – II-60. ISBN 978-1-4244-2807-6.

- LÖW, A., LUDWIG, R., MAUSER, W. (2002): Land use dependent snow cover retrieval using multitemporal, multisensoral SAR-images to drive operation flood forecasting models. EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, March 11– 13, 2002, Bern, vol. 2 (pp. 128–139).
- LUOJUS, K., PULLIAINEN, J., METSÄMÄKI, S., MOLERA, G., NAKARI, R., KÄRNÄ, J-P., HALLIKAINEN, M. (2008): Development of SAR Data-Based Snow-Covered Area Estimation Method for Boreal Forest Zone. Proceedings of IEEE 2008 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'08), Boston, Massachusetts, USA, 6-11 July 2008.
- LUOJUS, K. (2009): Remote sensing of snow-cover for the boreal forest zone using microwave radar. Doctoral dissertation. Finnish meteorological Institute.
- MAGAGI, R., BERNIER, M. (2003): Optimal conditions for wet snow detection using RADARSAT SAR data. Remote Sensing of Environment 84 (2003) 221-233.
- MALNES, E., GUNERIUSSEN, T. (2002): Mapping of snow covered area with RADARSAT in Norway, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, vol.1, pp. 683 – 685.
- MALNES, E., LARSEN, Y., NAGLER, T., ROTT, H., RINNE, E., HALLIKAINEN, M., PAMPLONI, P. (2004): EnviSnow – Radar Remote Sensing of SWE. Deliverable No. 7, D3-WP2, Envisnow EVG1-CT-2001-00052. [www.itek.norut.no/EnviSnow]
- MALNES, E., STORVOLD, R. (2004): Near realtime snow covered area mapping with ENVISAT ASAR Wideswath in Norwegian mountainous area. Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria 6-10 September 2004 (ESA SP-572, April 2005).
- MANSOURPOUR, M., RAJABI, M. A., BLAIS, J. A. R. (2006): Effects and Performance of Speckle Noise Reduction Filters on SAR Imageries. Topographic Mapping from Space, ISPRS Ankara Workshop, Ankara, Turkey, Feb 14-16.
- MARTINI, A., FERRO-FAMIL, L., POTTIER, E. (2004): Snow extent discrimination in alpine areas from polarimetric and multi-frequency sar data. In: EUSAR 2004, Proceedings of the 5th European Conference on Synthetic Sperture radar (VDE Verlag) 71-75.
- MARTINI, A., DEDIEU, JP., FERRO-FAMIL, L., BERNIER, M., POTTIER, E. (2006): Snow extent mapping in alpine areas using polarimetric SAR data. EARSeL eProceedings, 5(1): 129-136
- METSÄMÄKI, S., VEPSALAINEN, J., PULLIAINEN, J., KOSKINEN, J., HUTTUNEN, M., HALLIKAINEN, M. (2001): The applicability of C-band SAR and optical data for snow monitoring in Boreal forest. Proc. Third Int. Workshop on Retrieval of Bio- & Geo-physical Parameters from SAR Data for Land Applications, 6 pp., Sheffield, UK, 11-14 Sept. 2001.
- MJØEN, H. U. (2008): Combining ENVISAT ASAR and MODIS Data to Enable Improved Snow Cover Maps. Master's Thesis. Faculty of Science, Department of Physics and Technology, University of Tromsø.
- NAGLER, T. (1996): Methods and Analysis of Synthetic Aperture Radar Data from ERS-1 and X-SAR for Snow and Glacier Applications. PhD Thesis. University of Innsbruck.



- NAGLER, T., ROTT, H. (1998): SAR tools for snowmelt modelling in the project HydAlp. In Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'98) Symposium, Seattle, WA, IEEE, New York.
- NAGLER, T., ROTT, H., GLENDINNING, G. (1998): SAR based snow cover retrievals for runoff modelling, *Proc. 2nd Int. Workshop Retrieval of Bio-and Geophysical Parameters from SAR data for Land Applications*, ESTEC, Oct 1998 (ESA SP-441).
- NAGLER, T., ROTT, H. (1999): SAR Snow Cover Retrievals for Snowmelt Runoff Modelling. *Earth Observation Quarterly* 62: 29-31.
- NAGLER, T., ROTT, H. (2000): Retrieval of wet snow by means of multi-temporal SAR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, March 2000, p. 33.
- NAGLER, T., ROTT, H. (2004a): Snow classification algorithm for ENVISAT ASAR. Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria 6-10 September 2004 (ESA SP-572, April 2005).
- NAGLER, T., ROTT, H. (2004b): Snow Covered Area from Multipolarisation SAR, EnviSnow Report, Deliverable 18, D6-WP2, Institute for Meteorology and Geophysics, University of Innsbruck, 2004.
- NAGLER, T., ROTT, H., MALCHER, P., MÜLLER, F. (2008): Assimilation of meteorological and remote sensing data for snowmelt runoff forecasting. *Remote Sensing of Environment* 112 (2008) 1408-1420.
- NIANG, M., DEDIEU, JP., DURAND, Y., MÉRINDOL, L., BERNIER, M., DUMONT, M. (2007): New inversion method for snow density and snow liquid water content retrieval using C-band data from ENVISAT/ASAR alternating polarization in alpine environment. In Proc. ENVISAT Symp., 2007.
- OVEISGHARAN, S. (2007): Estimating snow accumulation from InSAR correlation observations. Dissertation work, Department of Electrical Engineering, Stanford University.
- PETTINATO, S., POGGI, P., MACELLONI, G., PALOSCIA, S., PAMPALONI, P., CREPAZ, A. (2004): Mapping Snow Cover in Alpine Areas with Envisat/SAR Images. Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium (ESA SP-572). 6-10 September 2004, Salzburg, Austria.
- PULLIAINEN, J., KOSKINEN, J., HALLIKAINEN, M. (2001): Compensation of forest canopy effects in the estimation of snow covered area from SAR data. Proc. IEEE Int. geoscience and remote Sensing Symposium (IGARSS'01), 3 pp., Sydney, Australia, 9-13 July 2001.
- Radar Remote Sensing Tutorial. Canada Centre for Remote Sensing, Natural resources Canada. Pdf. [[http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/gsarcd/downld\\_e.php](http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/gsarcd/downld_e.php)]
- Radiometric Calibration of TerraSAR-X Data – Beta Naught and Sigma Naught Coefficient Calculation. Infoterra, an EADS Austria company, 2008, s. 16. [<http://www.infoterra.de/>]
- ROTH, A., HOFFMANN, J., ESCH, T. (2005): TerraSAR-X: How can high resolution SAR data support the observation of urban areas? In: Proceedings of the ISPRS WG VII/1 "Human Settlements and Impact Analysis" 3<sup>rd</sup> International Symposium Remote Sensing and Data Fusion Over Urban

Areas (URBAN 2005) and 5<sup>th</sup> International Symposium Remote Sensing of Urban Areas (URS 2005). Tempe, AZ, USA. March 14<sup>th</sup> - 16<sup>th</sup> 2005, p. 6.

ROTT, H. (1986): Prospects of microwave remote sensing for snow hydrology. Hydrologic Applications of Space Technology (Proceedings of Cocoa Beach Workshop, Florida, August 1985). IAHS Publ. no. 160, 1986.

ROTT, H., NAGLER, T., SCHEIBER, R. (2004): Snow mass retrieval by means of SAR Interferometry. Proceedings of the FRINGE2003 Workshop, ESA/ESRIN, Frascati, Italy, ESA SP-550.

SHI, J., DOZIER, J., ROTT, H. (1994): Active microwave measurements of snow cover progress in polarimetric SAR - Progress in polarimetric SAR", *Proceedings IGARSS '94*, IEEE No. 94CH3378-7, vol. IV, pp. 1922-1924, 1994.

SHI, J., DOZIER, J. (1995): Inferring snow wetness using C-Band data from the SIR-C's Polarimetric Synthetic Aperture Radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(4), 905– 914.

SHI, J., DOZIER, J. (1996): Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR. *Proceedings IGARSS '96*, IEEE No. 96CH35875, vol. IV, pp. 2002-2004, 1996.

SHI, J., DOZIER, J. (1997): Mapping seasonal snow with SIR-C/XSAR in mountainous areas. *Remote Sensing of Environment*, 59, 294– 307.

SHI, J., DOZIER, J. (2000a): Estimation of snow water equivalent using SIR-C/X-SAR, part I: inferring snow density and subsurface properties. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38 (6), 2465–2474.

SHI, J., DOZIER, J. (2000b): Estimation of snow water equivalent using SIR-C/X-SAR, part II: Inferring snow depth and particle size. *IEEE Trans. Geosci. remote Sensing*, vol. 38, pp. 2475-2488, Nov. 2000.

STORVOLD, R., MALNES, E. (2004): Snow covered area retrieval using ENVISAT ASAR Wideswath in mountainous areas. *IEEE International geoscience and remote sensing symposium (IGARSS 2004)*, Anchorage, Alaska, USA, 20-24 September.

STORVOLD, R., MALNES, E., LARSEN, Y., HØGDA, K.A., HAMRAN, S.E., MÜLLER, K., LANGLEY, K.A. (2006): Sar Remote Sensing of Snow Parameters in Norwegian Areas — Current Status and Future Perspective. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, Volume 20, Number 13, 2006 , pp. 1751-1759(9).

STROZZI, T., WEGMÜLLER, U., MÄTZLER, C. (1998): Using Repeat-Pass SAR Interferometry for Mapping Wet Snowcovers. *IEEE International, Proc. IGARSS '98*, 6-10 Jul 1998, Seattle, WA, p. 1650 - 1652 vol.3, Print ISBN: 0-7803-4403-0.

VALENTI, L., SMALL, D., MEIER, E. (2008): Snow cover monitoring using multi-temporal ENVISAT/ASAR data. *Proc. of 5th EARSeL LISSIG (Land, Ice, Snow) Workshop*, Bern, Switzerland, Feb. 11 – 13, 2008.

VENKATARAMAN, G., SINGH, G., KUMAR, V. (2008): Snow cover area monitoring using multitemporal TerraSAR X data. 3. TerraSAR-X Science Team Meeting, 25 – 26 November 2008, DLR Oberpfaffenhofen, Germany. 7 p.

## Internet on-line zdroje

ASAR Product Handbook On-line <<http://envisat.esa.int/handbooks/asar/>> [cit. 2009–2010]

Český hydrometeorologický ústav <<http://www.chmi.cz>> [cit. jaro, léto 2010]

ESA <<http://www.esa.int>> [cit. 2010]

Glossary of Meteorology. American Meteorological Society  
<<http://amsglossary.allenpress.com/glossary/>> [cit. 06-2010]

Glossary of remote sensing terms - Canada Center for Remote Sensing  
<[http://cct.rncan.gc.ca/glossary/index\\_e.php](http://cct.rncan.gc.ca/glossary/index_e.php)> [cit. 06-2010]

Infoterra GmbH  
<<http://www.infoterra.de/>> [cit. 06-2010]

NEST - NEXT ESA SAR TOOLBOX  
<<http://www.array.ca/nest/tiki-index.php>> [cit. 05-2010]

Projekt VaV 740/1/01 Klimatická změna a klimatické fluktuace – normály vybraných klimatologických prvků na území ČR. Shrnutí výsledků projektu.  
<<http://www.chmi.cz/nkp/vav2001.html>> [cit. 27-05-2010]

Radar Courses On-line – ESA  
<[http://earth.esa.int/applications/data\\_util/SARDOCS/spaceborne/Radar\\_Courses/](http://earth.esa.int/applications/data_util/SARDOCS/spaceborne/Radar_Courses/)> [cit. 05-2010]

Radar Tutorial – principles of radar technology  
<<http://www.radartutorial.eu/>> [cit. 06-2010]

## Slovník vybraných anglicko – českých pojmů

antenna gain – zisk antény

backscatter coefficient/backscattering coefficient/sigma nought  $\sigma^0$  - odrazový koeficient/koeficient zpětného rozptylu. Označuje odrazivost signálu vyslaného radarem na jednotku plochy v rovině povrchu. Byla provedena oprava o lokální úhel dopadu, je tedy možné porovnávat hodnoty z míst s různým místním úhlem dopadu.

backscattering cross section – podíl odraženého záření směrem ke zdroji a příchozího záření

incidence angle – úhel dopadu

land cover – krajinný pokryv/kryt

local incidence angle – místní úhel dopadu

projected incidence angle – promítnutý úhel dopadu, úhel mezi normálou k povrchu a dopadajícím paprskem v rovině tvořené satelitem, cílovým objektem a středem Země.

radar brightness/beta nought  $\beta^0$  - radarový jas, představuje odrazivost radarového signálu na jednotku plochy v rovině snímání. Není provedena oprava o místní úhel dopadu.

radar cross section  $\sigma$  [ $\text{m}^2$ ], efektivní odrazivá plocha objektu pro radarové záření, je to vlastnost objektu

soil moisture, soil volumetric water content [%] – objemová vlhkost půdy

snow covered area – SCA, podíl povrchu, který je pokrytý sněhem [%]

snow water equivalent (SWE) – vodní hodnota sněhu, udává množství vody odpovídající sněhové pokrývce, kdyby roztála, na určité ploše. Obvykle se udává v mm.

stem volume [ $\text{m}^3/\text{ha}$ ] – objem kmenů

subsampling – převzorkování, snížení rozlišení, zmenšení objemu dat

track – relativní dráha

transmission coefficient – přenosový koeficient, vyjadřuje, kolik signálu projde do další vrstvy

## Seznam příloh

Příloha 1: Seznam zpracovaných snímků ze senzoru ASAR s podrobnostmi o jejich pořízení.

Příloha 2: Tabulka změn  $\sigma^0$  v oblastech se sněhovou pokrývkou a teplotami nad nulou.

Příloha 3: Tabulka změn  $\sigma^0$  v oblastech se sněhovou pokrývkou a teplotami pod nulou.

Příloha 4: Tabulka změn  $\sigma^0$  v oblastech bez sněhové pokrývky.

Příloha 5: Ortofoto a CORINE Land Cover 2006 zájmového území dat z TerraSAR-X.