

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Geografie a kartografie



Kristýna SOUDKOVÁ

**VYUŽITÍ DÁLKOVÉHO PRŮZKUMU PRO IDENTIFIKACI
ÚSTUPU ZALEDNĚNÍ**

USE OF REMOTE SENSING FOR MONITORING OF DEGLACIATION

Bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce: doc. RNDr. Vít Vilímek, Csc.

Konzultant: Ing. Markéta Potůčková, Ph.D.

Praha, 2011

Využití dálkového průzkumu pro identifikaci ústupu zalednění

Práce se zabývá monitorováním ledovců pomocí metod dálkového průzkumu Země. Porovnává možnosti optického a mikrovlnného snímání. Snaží se nalézt vhodnou metodu či typ senzoru pro rozpoznání ledu, sněhu a mraků na satelitních snímcích. V praktické části byla demonstrována neřízená klasifikace na snímku ze satelitu SPOT v okolí hory Huascarán v Peru. Snímky satelitu Landsat byly použity pro identifikaci ústupu zalednění v pohoří Cordillera Blanca v Peru.

Klíčová slova: dálkový průzkum Země, ledovce, monitorování sněhu, Huascarán

Use of remote sensing for monitoring of deglaciation

The study deals with the monitoring of glaciers using remote sensing techniques. It compares the possibilities of optical and microwave sensing. The work tries to find a suitable method or type of sensor for detecting ice, snow and clouds in satellite images. In the practical part there was demonstrated unsupervised classification on the image of SPOT satellite in the area of Mount Huascarán. Images of Landsat satellite were used for identification of deglaciation in Cordillera Blanca, Peru.

Key words: remote sensing, glaciers, monitoring of snow, Huascarán

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 29.5.2011

.....
Podpis

Na tomto místě bych chtěla poděkovat zejména vedoucímu práce Doc. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc. za trpělivost, cenné rady a připomínky, Ing. Markétě Potůčkové, PhD. za odborné poznámky a RNDr. Janu Klimešovi, PhD. z Ústavu struktury a mechaniky hornin Akademie věd ČR za snímek ze satelitu SPOT.

Obsah

Seznam obrázků	7
Seznam tabulek	7
Seznam zkratk	8
1. Úvod	10
2. Dálkový průzkum Země	12
2.1. Princip pořizování dat	12
2.1.1. Elektromagnetické záření	12
2.1.2. Zdroje záření	13
2.1.3. Odrazivost	14
3. Monitorování sněhu a ledu metodami DPZ	17
3.1. Družicové systémy	18
3.1.1. Pasivní systémy	19
3.1.2. Aktivní systémy	22
3.2. Používané snímky pro mapování ledovců	23
3.2.1. Radarové snímky	24
3.3. NDSI	25
3.4. Monitorování sněhu	26
3.4.1. Použití radarových snímků	27
3.4.2. Naglerův algoritmus	27
3.5. Klasifikace	28
3.5.1. Metoda hustotních řezů a pseudobarevné zobrazení	28
3.5.2. Multispektrální klasifikace	28
3.5.3. Klasifikace textury	29
3.5.4. Chybové matrice a přesnost klasifikace	29
4. Práce se snímky zájmového území	30
4.1. Zájmové území	30
4.2. Snímky	31
4.2.1. SPOT	31
4.2.2. Landsat	32
5. Diskuze	36
5.1. Kombinace metod	36

5.2.	Porovnání užitých metod.....	37
6.	Závěr.....	39
7.	Zdroje	40

Seznam obrázků

Obrázek 1: Křivky spektrální odrazivosti vybraných povrchů	15
Obrázek 2: Spektrální křivky odrazivosti ledovcového ledu a sněhu	18
Obrázek 3: Křivky spektrální odrazivosti sněhu a oblačnosti	26
Obrázek 4: Huascarán, 80. léta, klasifikace	31
Obrázek 5: Huascarán, 80. léta, snímek SPOT	32
Obrázek 6: Oblast Huascaránu, 1987.....	33
Obrázek 7: Oblast Huascaránu, 2001.....	34
Obrázek 8: Oblast Huascaránu, 2006.....	35

Seznam tabulek

Tabulka 1: Elektromagnetické spektrum	13
Tabulka 2: IRS	20

Seznam zkratek

- ASTER = Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer;
multispektrální skener
- DEM = Digital Elevation Model; digitální výškový model
- DPZ = dálkový průzkum Země
- ERS = European Remote-Sensing Satellite; evropský satelit
- ESA = European Space Agency; Evropská vesmírná agentura
- ETM+ = Enhanced Thematic Mapper Plus; osmikanálový multispektrální mechanický skener
- GLAS = The Geoscience Laser Altimeter System; systém pro měření objemových změn pevninských ledovců, výšky mraků a obsahu aerosolů a charakteristik vegetace
- HH = stejná polarizace záření (horizontální) pro výdej i příjem
- HRG = High Geometric Resolution; optický přístroj o vysokém geometrickém rozlišení na satelitu SPOT 5
- HRV = High Resolution Visible; optický přístroj o vysokém rozlišení ve viditelném spektru na satelitu SPOT 2
- HRVIR = High Resolution Visible Infra Red; optický přístroj o vysokém rozlišení ve viditelném a infračerveném spektru na satelitu SPOT 4
- ICESat = Ice, Cloud and land Elevation Satellite
- IRS = Indian Remote Sensing; Indický satelitní systém dálkového průzkumu
- JERS = Japanese Earth Resources Satellite; japonská družice
- MDA = MacDonald Dettwiler; společnost spoluprovádějící kanadský RADARSAT
- MSS = Multispectral Scanner; multispektrální skener
- NASA = National Aeronautics and Space Administration; americký Národní úřad pro letectví a kosmonautiku
- NDSI = normalizovaný diferenciovaný sněhový index
- OPS = Optical Scanner; optický multispektrální skener družice JERS
- RBV = Return Beam Vidicon; senzory
- RGB = barevný systém (red = červená, green = zelená a blue = modrá)
- SAR = Synthetic Aperture Radar; radar se syntetickou aperturou
- SPOT = Satellite Pour l'Observation de la Terre; série francouzských satelitů
- SRTM = Shuttle Radar Topography Mission

SWIR = Short Wave Infrared Radiometer; radiometr snímající krátkovlnné infračervené záření

TM = Thematic Mapper; sedmikanálový skener satelitu Landsat

UNESCO = United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization;

Organizace OSN pro vzdělávání, vědu a kulturu

VNIR = Very Near Infrared Radiometer; radiometr snímající blízkovlnné infračervené záření

VV = stejná polarizace záření (vertikální) pro výdej i příjem

1. Úvod

Ledovce jsou v současné době, kdy se v odborných kruzích i veřejných médiích neustále probírá globální oteplování, vděčným cílem výzkumu. Jsou totiž citlivým indikátorem klimatických změn, a tak se na sledování výkyvů v jejich rozsahu, objemu i délce soustředí značná pozornost.

Horská pásma s ledovci jsou často velmi rozlehlá a pro člověka obtížně dostupná. Pozemní sběr dat o rozloze zalednění se tím výrazně komplikuje. Proto je dálkový průzkum ideální pro sběr dat z těchto oblastí. Na jednom snímku dokáže obsáhnout velká území a vše je snímáno z výšky, tedy nezávisle na dostupnosti daných míst.

Dálkovým průzkumem se dá označit i „prosté pozorování očima“, jeho historie je tedy stará jako lidstvo samo. Už od starověku se člověk kolem sebe pozorně díval, takže bílé vrcholy nejvyšších hor v okolí mu nemohly uniknout a sledoval samozřejmě i jejich změny. Avšak kořeny dálkového průzkumu tak, jak ho známe dnes, lze hledat až na konci 19. století, kdy se objevily první fotografie. Od 30. let 20. století se fotografické kamery vznesly do vzduchu na palubách letadel, ve 2. polovině 20. století se dostaly i do vesmíru na družicích obíhajících kolem Země. Technologie se neustále vyvíjely a zlepšovaly. V současné době má svůj satelitní program již několik států, snímky jsou celosvětově dostupné díky internetu. Už zdaleka nejsme omezeni na černobílé fotografie, nýbrž si můžeme vybírat, v jakých spektrálních pásmech chceme území vidět. S nástupem radarů a laserů již nejsme omezováni ani přírodním světlem a aktuálním počasím nad snímaným místem, protože radary vysílají své vlastní signály, které proniknou i vrstvami mraků a fungují i v noci. Díky stále dokonalejším softwarům jsme schopni zpracovávat obrovská množství dat, která denně ze satelitů získáváme.

Tato práce se zaměřuje na analýzu metod a přístupů používaných pro monitorování a mapování ledovců. Další problém, kterým se zabývá, je odlišení ledovcového ledu od sněhu a oblačnosti. Sněh může totiž zakrývat i území, kam už ledovec nezasahuje, a tak zkreslovat analýzy (například při vymezení rozsahu zalednění či při meziročních porovnáváních ústupu zalednění).

V praktické části jsem se věnovala části Národního parku Huascarán rozprostírajícího se okolo nejvyšší peruánské hory v pohoří Cordillera Blanca v Jižní Americe. Pokusila jsem se aplikovat některé popsané postupy na získaných snímcích. Na snímku ze satelitu SPOT je demonstrována neřízená klasifikace ze tří pásem

viditelného spektra. Pomocí snímků ze satelitu Landsat je porovnán rozsah zalednění v letech 1987, 2001 a 2006.

Cílem práce je dokázat, že dálkový průzkum je nejlepší metodou pro monitorování ledovců díky širokým možnostem svého použití. Na základě rešerše odborné literatury bude zhodnoceno, které snímky, případně konkrétní pásma, vlnové délky či rozlišení jsou pro analýzy týkající se povrchů pokrytých ledem nejvhodnější. Dalším úkolem je na konkrétním zájmovém území demonstrovat vhodnost použití optických dat pro identifikaci ústupu zalednění.

2. Dálkový průzkum Země

Dálkový průzkum Země (DPZ) se zabývá získáváním a následným zpracováním dat objektů a jevů na Zemi ze zařízení, která nejsou přímo na povrchu Země. Jednoduše lze říci, že jde o získávání informací o Zemi na dálku bez přímého kontaktu s ní, což také vychází z anglického označení remote sensing (Čapek, 1987).

V této práci se pod pojmem dálkový průzkum bude rozumět snímání z letadel či z družice.

2.1. *Princip pořizování dat*

Snímání je založeno na měření intenzity elektromagnetického záření, které je od povrchu odražené, či jím emitované. Podle toho, zda zařízení zaznamenává pouze záření cizích zdrojů, či využívá vlastních zdrojů, dělíme snímací metody na pasivní a aktivní (Čapek, 1987).

2.1.1. **Elektromagnetické záření**

Záření je tvořeno vlnami, které mají dvě složky – elektrickou a magnetickou, jejichž vektory jsou na sebe navzájem kolmé při šíření v homogenním izotropním prostředí. Záření vzniká, pokud se nabitá částice zpomalí, nebo zrychlí ve svém pohybu (Kolář a kol., 1997).

Rozsah elektromagnetického spektra se popisuje pomocí vlnové délky, která udává vzdálenost mezi dvěma vrcholy vlny.

Tabulka 1: Elektromagnetické spektrum

rozsah vlnové délky	název záření	podrobnější členění
< 0,01 μm	gamma a Roentgenovy paprsky	
0,01 - 0,40 μm	ultrafialové	
0,40 - 0,70 μm	viditelné	fialové 0,4 - 0,45 μm
		modré 0,45 - 0,50 μm
		zelené 0,50 - 0,58 μm
		žluté 0,58 - 0,59 μm
		oranžové 0,59 - 0,62 μm
		červené 0,62 - 0,70 μm
0,70 μm - 1,20 mm	infračervené	blízké 0,70 - 1,40 μm
		střední 1,40 - 5,50 μm
		vzdálené 5,50 μm - 1 mm
0,10 - 1000,00 cm	mikrovlnné	Ka 0,8 - 1,1 cm
		K 1,1 - 1,7 cm
		Ku 1,7 - 2,4 cm
		X 2,4 - 3,8 cm
		C 3,8 - 7,5 cm
		S 7,5 - 15,0 cm
		L 15,0 - 30,0 cm
P 30,0 - 100,0 cm		
> 1,00 m	radiové	

Zdroj: Čapek, 1987, Kolář a kol., 1997

Atmosféra ovlivňuje záření, způsobuje jeho rozptyl a pohlcování. Zjednodušeně lze říci, že dlouhovlnné záření lépe propouští a naopak značně rozptyluje záření krátkovlnné. Ovšem vliv na propustnost atmosféry mají ještě další faktory jako například vodní páry, oxid uhličitý či ozón, které snímací možnosti ovlivňují velkou měrou (Čapek, 1987). Oblasti spektra, které jsou propustné, a tudíž se v nich dá měřit, se nazývají atmosférická okna. Přístroje se tedy musí uzpůsobit pro snímání na těchto vlnových délkách.

2.1.2. Zdroje záření

Zdroje záření mohou být buď přírodní, nebo umělé. Mezi přírodní se řadí Slunce a Země, respektive veškeré objekty na Zemi, které jednak samy vyzařují v závislosti na své teplotě a zároveň odrážejí záření na ně dopadající. Výjimkou jsou absolutně černá tělesa, která veškeré záření pohlcují a zároveň jsou ideálními zářiči. V přírodě se tato tělesa nevyskytují, avšak některé tepelné zářiče (například Slunce či ostatní hvězdy) se

k němu svými vlastnostmi blíží. Metody, které pracují s přírodními zdroji záření, se nazývají pasivní. Oblasti viditelného, blízkého infračerveného a krátkovlnného infračerveného spektra (0,4–3,0 μm) jsou označovány za spektrální rozpětí sluneční odrazivosti, protože energie dodávána Sluncem na zemský povrch překračuje samotné záření Země. Středněvlnné infračervené záření je přechodové mezi oblastí sluneční odrazivosti a termální radiace. Při záření o vlnových délkách nad 5 μm převažuje termální radiace vyzařovaná Zemí. Tato radiace může být zaznamenána i v mikrovlnné oblasti spektra jako takzvaná mikrovlnná jasová teplota. (Schowengerdt, 2007)

Mezi umělé zdroje patří radar vysílající a následně přijímající mikrovlnné záření a laser, který pracuje s vlnovými délkami viditelného a infračerveného spektra. Přístroje schopné si vytvářet vlastní záření používají aktivní snímací metody. Například radiace odražená a absorbovaná na určité vlnové délce laserového paprsku vyslaného do atmosféry může poskytnout informace o molekulách v ní obsažených, jakou je třeba ozón (Schowengerdt, 2007).

2.1.3. Odrazivost

Po dopadu na zemský povrch paprsek může povrchem projít a pokračovat ve svém pohybu, odrazit se, rozptýlit se (odraz ve více směrech najednou), či být druhým prostředím absorbován. DPZ zaznamenává zpětně odražené paprsky, ale význam mají všechny reakce, ke kterým dochází při styku dvou prostředí. I to, že byl paprsek pohlcen, a tudíž odraz není zaznamenán, vypovídá o povrchu, na který dopadl.

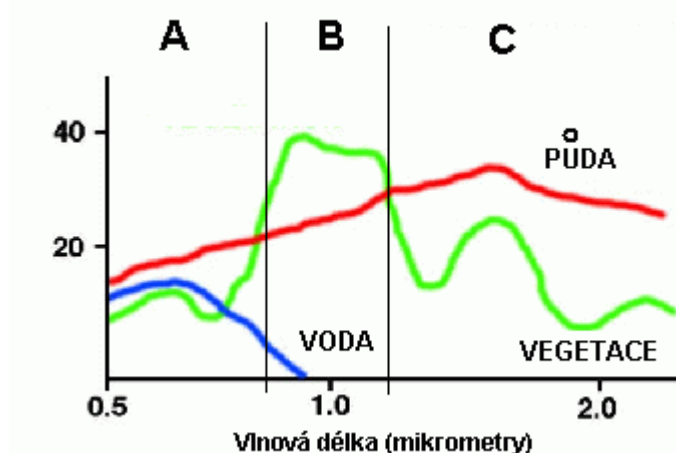
Znalost zářivých vlastností umožňuje z naměřených intenzit záření (příp. emisivity či odrazivosti) určit, o jakou látku se jedná. Zářivé vlastnosti objektu vyjadřuje spektrální charakteristika, která je dána průběhem závislosti odrazivosti nebo emisivity látky na vlnové délce. U objektů rozlišujeme stavové a druhové parametry. Stavové parametry udávají stav látky, tedy kvantitativní veličiny jako například vlhkost, teplotu, stáří. Mezi druhové parametry patří charakteristiky kvalitativní, které řadí látku do nějaké třídy (např. silnice, les, vodní plocha). Všechny tyto vlastnosti objektů jsou zjišťovány v laboratořích nebo přímo v terénu pomocí měření z družic a letadel či pozemními spektrometry. Ze zjištěných informací se pak dají odvodit nejvhodnější spektrální pásma pro měření a určit postupy, které se použijí při zpracování dat. (Kolář a kol., 1997)

Ve viditelném a infračerveném pásmu závisí energie měřená senzorem na

vlastnostech jako je například pigmentace, obsah vlhkosti, buněčná struktura vegetace, minerální a vlhkostní poměry v půdě či úroveň podzemní vody. Na tepelném konci infračerveného pásma je senzory detekována tepelná kapacita na povrchu a mírně pod povrchem. Mikrovlnami, při použití aktivních systémů založených na radarových technikách, se rozpoznává hrubost povrchu a jeho elektrické vlastnosti (vyjádřené celkovou permitivitou, která je silně ovlivněna obsahem vlhkosti). (Richards, Xiuping, 2006)

Podmínky snímkování ovlivňuje zejména atmosféra, jak už bylo zmíněno výše, a to především aerosoly a plyny v ní obsaženými. Dále významnou roli hrají také albedo (tedy poměr mezi dopadajícím a odraženým zářením podmíněný zejména barvou a vlastnostmi povrchu), vlhkost objektu, intenzita a směr osvětlení. (Čapek, 1987)

Obrázek 1: Křivky spektrální odrazivosti vybraných povrchů



Zdroj: Dobrovolný (http://www.sci.muni.cz/~dobro/zemsky_povrch_vegetace.html)

Na Obrázku 1 je patrné, jak se chová záření odražené od různých povrchů. Jsou zde zaznačeny tři hlavní pokryvy zemského povrchu (tedy voda, půda a vegetace). Oddíly A, B a C značí viditelné, blízké infračervené a ostatní infračervené záření. Na ose y jsou vyneseny hodnoty odrazivosti v procentech.

Půda

Odrazivost půdy stoupá s rostoucí vlnovou délkou, její spektrální projev je určován vlhkostí, obsahem humusu, mineralogickým složením, mechanickými vlastnostmi, strukturou povrchu a stupněm erozních procesů (Kolář a kol., 1997).

Voda

U vody velice záleží na jejím skupenství. V kapalném skupenství v uzavřených vodních plochách a oceánech vykazuje nízkou odrazivost záření na všech vlnových délkách, protože sluneční záření je absorbováno z velké části pod hladinou (Kolář a kol., 1997). Proto se nám takové plochy jeví na snímcích z letadel a z vesmíru velmi tmavé, až černé. Odrazivost zvyšují veškeré příměsi (např. plankton, anorganické látky, suspenze, která mění spektrální projevy dna). V podstatě nepropustná je voda pro infračervené záření. Měřit tepelnou odrazivost je značně obtížné díky složitým přenosovým podmínkám tepla mezi vodní hladinou a okolní atmosférou. Ani kalibrace skenovacího zařízení na homogenní vodní hladině není jednoduchá kvůli vlivům větru, který narušuje tepelnou bilanci mezi vodou a vzduchem. (Kolář a kol., 1997)

Sníh, led a horní vrstva oblaků tvořená ledovými krystalky má velmi vysokou odrazivost ve viditelné a blízké infračervené oblasti spektra, intenzita odraženého záření dokonce může překračovat dynamický rozsah radiometru detektoru. Sníh vykazuje výjimečně velké výkyvy v odrazivosti. Důležitým stavovým parametrem u sněhu je obsah prachových příměsí, který určuje odrazivé vlastnosti zejména ve viditelné části spektra. Čím víc příměsí, tím je odrazivost sněhu nižší. Odrazivost je také nepřímo úměrná velikosti částic. Tento efekt se projevuje zejména v blízké infračervené oblasti spektra. Svou roli hraje i stáří sněhu – nový sníh má výrazně vyšší odrazivost, a to především ve středním infračerveném pásmu. Starší sněhová pokrývka má větší vodní hodnotu, což se projeví nižší odrazivostí v blízkém infračerveném pásmu. Pokud se využívá mikrovlnné záření, je důležitá jeho polarizace. Horizontálně polarizované záření dokáže proniknout horní vrstvou přemrzlého a firnového sněhu, vertikálně polarizované je pohlcováno ledovou vrstvou. (Kolář a kol., 1997)

Mraky mají spektrální odrazivost v celém vlnovém rozsahu odraženého záření téměř stálou díky tomu, že rozptyl slunečního záření v oblaku není závislý na vlnové délce (Kolář a kol., 1997).

Vegetace

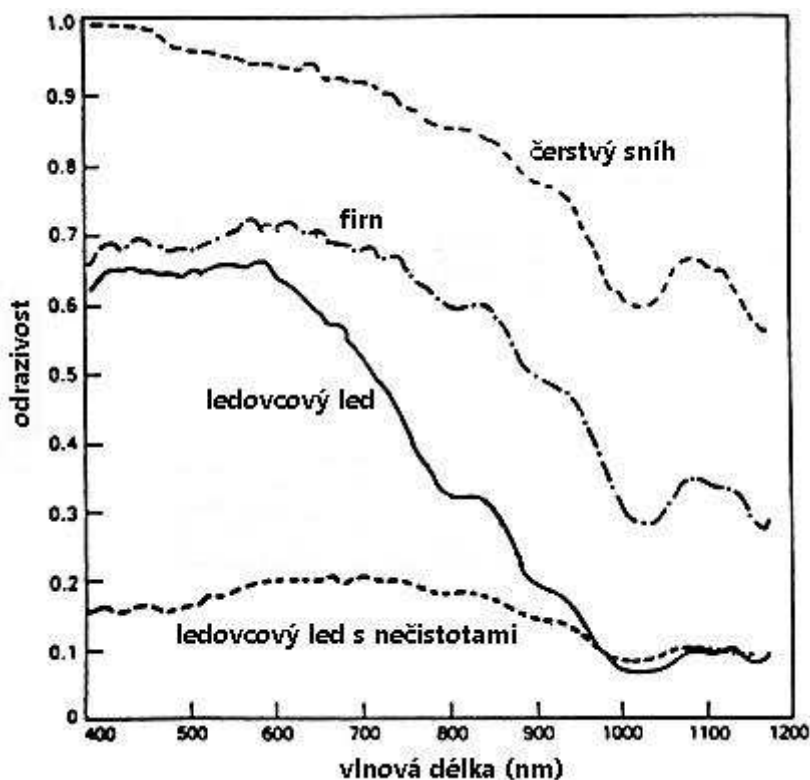
Vegetace má dobrou odrazivost v zeleném viditelném spektru díky chlorofylu obsaženému v listech, který většinu ostatního záření odráží. Nejvyšších hodnot odrazivosti ale rostlinstvo dosahuje v infračervené části spektra díky mezofylu, který záření těchto vlnových délek odráží velice dobře.

3. Monitorování sněhu a ledu metodami DPZ

Ledovce jsou poměrně nesnadno rozeznatelným povrchem. Často je led překryt vrstvou sněhu, která ovšem překrývá i okolní terén, takže nelze rozeznat, kde končí samotný ledovec a začínají horniny. Tomuto problému by se dalo předejít výběrem snímků z letního období, kdy je sezónní sníh roztátý, jenže zde zase nastává problém se sezónní fluktuací délky ledovců - v létě a na začátku podzimu je jejich rozsah nejmenší. S potížemi se snímky se při zkoumání nadmořské výšky sněžné čáry v novozélandských Jižních Alpách potýkal i Mathieu a kol. (2009). Při shromažďování snímků z radiometru ASTER popsal tři hlavní problémy, které je potřeba řešit. Prvním je poměrně krátká doba, během které je možné snímky pořizovat. V ideálním případě by snímky měly být pořízeny poslední den hezkého počasí před prvním zimním sněžením, jenže trefit se do takto konkrétního dne, je značně obtížné. Za druhé jsou požadovány snímky bez oblačnosti. Třetí skutečnost, která Mathieovi (2009) komplikovala práci, byly časté mimosezónní sněhové přeháňky. Jak bylo popsáno výše, čerstvý sníh může znemožnit identifikaci ledovců na snímcích.

Dalším problémem je proměnlivost složení ledovců. Ty jsou tvořeny ledem a sněhem v různých stadiích přemrzání. Spektrální odrazivost sněhu závisí na mnoha parametrech, například na velikosti zrn a jejich tvaru, obsahu nečistot, hloubce a hrubosti povrchu či výšce Slunce (Phillip, Ravindran, 1998). V teplých dnech se na povrchu tvoří i vodní vrstva. V takových případech je důležité znát poměrně přesně podmínky pořízení snímků, což je obvykle dost obtížné zjistit.

Obrázek 2: Spektrální křivky odrazivosti ledovcového ledu a sněhu



Zdroj: Jacobsen, Carstensen, Kamper, 1993

Na Obrázku 2 jsou patrné značné rozdíly v odrazivosti jednotlivých typů sněhu a ledovcového ledu. Nejvyšších hodnot odrazivosti dosahuje čerstvý sníh, který díky své barvě může dosahovat odrazivosti blížící se k hodnotě jedna, následuje firn, ledovcový led a ledovec s nečistotami. Svých maxim dosahuje sníh i led, stejně jako kapalná voda, v rozmezí vlnových délek 500 až 1 000 nanometrů.

Pro získání seriózních výsledků je potřeba snímkování ledovců provádět pravidelně. Pokud mezi sebou porovnáváme dva snímky, které od sebe dělí delší časové období, mohou být výsledky nepříznivě ovlivněny krátkodobými změnami počasí (oblačnost, sněžení, extrémně teplý den...), které se projeví na snímku a znehodnocují následné analýzy. Proto je žádoucí disponovat více snímky (například ročními řadami), kde se dají náhodné odchylky lépe eliminovat.

3.1. Družicové systémy

Pro monitorování změn ledovců a k měření rozsahu sněhové pokrývky se využívají snímky z různých zdrojů. V následujících dvou podkapitolách jsou popsány ty, které jsou zmíněny mezi používanými snímky pro ledovce. To neznamená, že jiné systémy

nelze použít, nebo že jsou horší, jen se pravděpodobně nevyužívají tak často. Každý systém má jiné parametry (jako například prostorové rozlišení či počet a rozsah snímaných pásem), proto jsou vhodné pro různá použití.

Systémy jsou řazeny podle abecedy, nikoli podle důležitosti.

3.1.1. Pasivní systémy

Staršími metodami pro snímání zemského povrchu jsou pasivní metody, které člověk používá už od konce 19. století, avšak od té doby proběhl velice významný vývoj od původních černobílých fotografií po současné satelitní snímky s vysokým rozlišením.

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)

ASTER je multispektrální skener, který je nesen na družici Terra s polární dráhou, s vysokým spektrálním, radiometrickým i prostorovým rozlišením. Je vybaven čtrnácti spektrálními pásmy v rozmezí od viditelného po tepelné infračervené spektrum (ASTER User's Guide, 2001). Snímky satelitu ASTER jsou využívány pro sledování ledu na Zemi od roku 2000. Satelit je vybaven třemi pásmy snímajícími viditelné a blízké infračervené záření s rozlišením 15 metrů, šesti pásmy pro krátkovlnné infračervené záření s rozlišením 30 m, pěti pásmy pro tepelné infračervené záření s rozlišením 90 m a blízké infračervené stereo pásmo snímající v trase letu zpět od nadiru (Kääb, 2005).

ICESat (Ice, Cloud and land Elevation Satellite)

Satelit nese systém GLAS (The Geoscience Laser Altimeter System) pro měření objemových změn pevninských ledovců, výšky mraků, obsahu aerosolů a charakteristik vegetace. Mezi lety 2003 a 2009 byl v provozu satelit ICESat, na rok 2016 je plánováno vypuštění nového laserového altimetru ICESat-2. Ten by měl být opět zaměřen na monitorování pevninských ledovců a mořského ledu. (ICESat & ICESat-2, 2010)

IRS (Indian Remote Sensing)

Indický satelitní systém dálkového průzkumu byl spuštěn vypuštěním prvního neexperimentálního satelitu IRS-1A v roce 1988. V současné době IRS provozuje deset satelitů, což ho řadí na pozici největší civilní satelitní sestavy na světě. Experimentální

satelity byly sestaveny a vypuštěny již na konci sedmdesátých a počátkem osmdesátých let, na konci let osmdesátých už začal skutečný satelitní program.

Tabulka 2: IRS

satelit	rok vy-puštění	příslušenství	poznámky
Bhaskara-I	1979	televizní kamery, třípásmový mikrovlnný radiometr (SAMIR)	mise trvala 1 rok
RS-D1	1981	Landmark Tracker	na oběžné dráze strávil 9 dní
Bhaskara-II	1981	dvě kamery a SAMIR	na Zemi bylo posláno více než dva tisíce snímků, které byly použity při mnoha studiích
RS-D2	1983		přeneseno více než pět tisíc snímků
IRS-1A	1988	LISS-1, LISS-2 s rozlišením 72,5 m, respektive 36,3 m	
SROSS-2	1988		nedoletěl na oběžnou dráhu
IRS-1B	1991	LISS-1, LISS-2 s rozlišením 72,5 m, respektive 36,3 m	
IRS-1E	1993		nedoletěl na oběžnou dráhu
IRS-P2	1994	tři kamery operující ve čtyřech spektrálních pásmech ve viditelném a blízkém infračerveném pásmu (LISS-2A, LISS-2B)	
IRS-1C	1995	tři kamery: PAN (rozlišení pod 6 m), LISS-3 (23,6 m), WiFS (189 m)	první satelit druhé generace IRS se zlepšenými možnostmi jako jsou lepší prostorové rozlišení, další spektrální pásma
IRS-P3	1996	WiFS a přidavným krátkovlnným infračerveným pásmem a modulárním optoelektronickým skenerem (MOS)	
IRS-1D	1997	PAN, LISS-3, WiFS	
IRS-P4 Oceansat	1999	barevný oceánský monitor (OCM) a multifrekvenční skenující mikrovlnný radiometr (MSMR)	první satelit primárně určený pro výzkum oceánů
Technology Experiment Satellite (TES)	2001		experimentální
IRS-P6 /	2003		měl pozvednout

RESOURCESAT-1			kvalitu dat z předchozích satelitů IRS série
CARTOSAT-1	2005	kamery dosahují rozlišení až 2,5 m	schopný poskytovat stereo snímky (používané pro generování digitálních výškových modelů), používaný pro kartografické aplikace
CARTOSAT-2	2007		
CARTOSAT-2A	2008	panchromatická kamera s rozlišením lepším než 1 m	používán i pro aplikace geoinformačních systémů
IMS-1	2008		nízkonákladový mikrosatelit
RISAT-2	2009		radarový zobrazovací satelit
Oceansat-2	2009		
CARTOSAT-2B	2010		
RESOURCESAT-2	2011	LISS-4	zlepšení radiometrického rozlišení na 10 bitů

Zdroj: Earth Observation Satellites

JERS (Japanese Earth Resources Satellite)

Japonská družice JERS-1 byla vynesena na oběžnou dráhu v roce 1992. Snímky jsou pořizovány dvěma přístroji – obrazovým radarem s prostorovým rozlišením 18 m a optickým multispektrálním skenerem (OPS) disponujícím třemi pásmy ve viditelném a infračervené oboru spektra (VNIR) a čtyřmi pásmy v oboru středního infračerveného záření (SWIR). (JERS)

Landsat

Landsat program je projektem satelitních misí amerického Národního úřadu pro letectví a kosmonautiku (NASA) a Americké geologické služby. První satelit byl vypuštěn na oběžnou dráhu v roce 1972 a dnes je v provozu Landsat 7 (vypuštěn v roce 1999). (The Landsat program)

Senzory Landsatu mají střední prostorové rozlišení, což umožňuje sledování Země v globálním měřítku.

První generace (Landsat 1 až Landsat 3) byla vybavena dvěma senzory RBV (Return Beam Vidicon) a multispektrálním skenerem MSS (Multispectral Scanner). Druhá generace (od družice Landsat 4) byla obohacena ještě o skener TM (Thematic

Mapper) se sedmi kanály. Landsat 7 nese osmikanálový multispektrální mechanický skener ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). (Landsat)

SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre)

Sérii satelitů SPOT spravuje francouzská společnost Spotimage. První satelit řady SPOT (SPOT 1) se na oběžnou dráhu dostal v roce 1986. Do dnešního dne bylo satelitů této série vypuštěno 5 (poslední v roce 2002). Na palubách nesly optické přístroje o vysokém rozlišení HRV (High Resolution Visible na satelitu SPOT 2), HRVIR (High Resolution Visible Infra Red na SPOT 4) a HRG (High Geometric Resolution na SPOT 5), které nabízejí šikmý pohled na zemský povrch. Mají dva spektrální módy – panchromatický a multispektrální. Snímky dosahují prostorového rozlišení 10 – 20 m (s výjimkou panchromatického pásma satelitu SPOT 5, který má nejvyšší rozlišení, a to 2,5 nebo 5 metrů). (The SPOT Payload)

3.1.2. Aktivní systémy

Pro snímání a zkoumání ledovců a sněhové pokrývky jsou často používány i radarové systémy, které mají tu výhodu, že jsou schopny pořizovat data za nepříznivých podmínek v atmosféře (signál dokáže pronikat skrz mraky a vypořádá se i s nevhodnými světelnými podmínkami).

ERS (European Remote-Sensing Satellite)

Družice ERS jsou provozovány Evropskou vesmírnou agenturou (ESA – European Space Agency). Na oběžnou dráhu se ERS-1 dostala v roce 1991, ERS-2 o čtyři roky později. Hlavním přístrojem je zde radar se syntetickou aperturou (SAR), který může získávat data bez ohledu na oblačnost a světelné podmínky. ERS-1 je vybavena mikrovlnnými senzory a dalšími přídatnými nástroji (ERS-1 Satellite Concept). ERS-2 nese na palubě osm systémů (ERS-2 takes over where ERS-1 left off (1995), 2010). Radarové vlny jsou také schopny proniknout do vegetace, půdy nebo sněhové pokrývky – aplikace je tak vhodná především pro geomorfologické mapování, mapování seizmických pohybů, sesuvů půdy, mapování a monitorování vývoje ledovců či pro tvorbu digitálních modelů terénu (ERS).

RADARSAT

RADARSAT je program Kanadské kosmické agentury a společnosti MDA (MacDonald Dettwiller) fungující od roku 1995. Dnes je v provozu RADARSAT 2. Družice je tvořena základním modulem, který obsahuje sluneční baterii, vybavení pro funkci pozorovacích přístrojů, systém pro ukládání dat, systémy pro měření a udržování polohy a další náležitosti potřebné pro fungování družice a pozorovacím systémem SAR. Radiolokátor SAR je přístroj vybavený anténou a elektronikou pro pořizování a záznam radarových signálů. Vysílá a přijímá mikrovlnné signály, které jsou schopny pořizovat data za různých povětrnostních podmínek, prochází mraky, mlhou i kouřem. Anténa je schopna pracovat v různých režimech, lze tak získat data jak s velmi vysokým (3 m, respektive 8 m u RADARSAT 1), tak i nízkým (100 m) prostorovým rozlišením. Aktivní anténa, složená ze sady stovek přijímacích modulů, může být řízena elektronicky, což umožňuje velice rychlé (v řádu několika vteřin) přepínání mezi jednotlivými módy. (Radarsat)

3.2. Používané snímky pro mapování ledovců

Snímky v nepravých barvách vytvořené z viditelné a blízké infračervené oblasti spektra byly úspěšně použity pro mapování hranic ledovců, ablačních oblastí či morén hrazených jezer. Spektrální odrazivost oblastí akumulace je vysoká v pásmech 2 (vlnová délka: 0,52–0,59 μm), 3 (0,62–0,68 μm) a 4 (0,77–0,86 μm) snímků Landsat Thematic Mapper a ze snímků satelitu Indian Remote Sensing (IRS-1C, IRS-1D), systém LISS III (Kulkarni, Alex, 2003). Podle Phillipa a Ravindrana (1998) nejsou první tři pásma (vlnová délka 0,45–0,69 μm) Landsat Thematic Mapper vhodná pro mapování ledovců kvůli nasycení senzorů (pokud záření je rovno nebo větší než maximální citlivost senzoru), které bývá problémem zejména v oblastech akumulace ledovce. Pro vyčlenění glaciálních tvarů a forem doporučuje Phillip a Ravindrana (1998) použití pásem 4, 5 a 7, s kterými dosáhli zajímavých výsledků.

Ke zvýraznění ledovců pomocí snímků ze satelitu Landsat lze podle Halla (1987) použít podíl pásem TM4 a TM5 (TM4/TM5), tedy pásem snímajících blízké infračervené, respektive krátkovlnné infračervené záření. V této oblasti má sníh i horní vrstva mraků podobné odrazivostní charakteristiky, ale led zde dosahuje nižších hodnot odrazivosti, takže je ho možné odlišit.

Snímky ze skeneru ASTER použili autoři studie zabývající se kolísáním délky

ledovců v jižních oblastech Jižní Ameriky (Lopez a kol., 2008). Kromě nich čerpali informace o rozloze ledovců během 20. století z historických map založených na leteckých snímcích z roku 1945 a dat ze satelitu Landsat. Na stejnou oblast se již od roku 1983 zaměřuje M. Aniya, který ve svých výzkumech používal letecké fotografie a snímky Landsat Thematic Mapper i Multispectral Scanner, SPOT, JERS-1 a RADARSAT (Aniya, Barcaza, Kamosoko).

Snímky satelitu ASTER byly použity spolu s daty z radarů mise SRTM (Shuttle Radar Elevation Model Topografie Mission) pro tvorbu digitálního výškového modelu (DEM) v oblasti bhútánské Himálaje (Kääb, 2005). Na základě tohoto DEM byly zkoumány rychlosti pohybů ledovců. Studie ukázala, že opakovaně snímaná družicová optická data mohou být uspokojivě použita pro měření rychlosti ledovcových pohybů v odlehlých horských oblastech. Spojení dat ze satelitu ASTER a radarů mise SRTM3 pro tvorbu digitálních výškových modelů bylo shledáno jako velmi uspokojivé. Tento postup by bylo možné aplikovat i na jiné snímky, než s kterými se ve studii pracovalo, mezi vhodné se počítají například snímky z družic SPOT 5 či Landsat 7 (Kääb, 2005).

Pro měření změn objemu ledu se dá využít geodetický přístup, založený na porovnávání modelů DEM. Změna objemu ledovcové hmoty je odvozena ze změny nadmořské výšky povrchu ledovce. Zde je však nutné splnit dva předpoklady. Prvním je, že se během výzkumu nemění výška podloží díky tektonické aktivitě, a druhým, že se nemění hustota ledu (Bamber, Rivera, 2007). Pro tato měření je potřeba velmi přesných výškových dat. Metoda byla úspěšně použita pro měření objemu ledu nejen pevninských (Wingham a kol., 1998, Krabill a kol., 2000, Arendt a kol., 2002, Bamber a kol., 2004), ale i horských andských ledovců (Bamber, Rivera, 2007).

3.2.1. Radarové snímky

Pro snímání ledovců se používají také radarové snímky. Ty jsou efektivní díky tomu, že radary nejsou limitovány oblačností či intenzitou přirozeného záření. Z radarových snímků tak lze vytvářet dlouhodobé řady, které jsou vhodné pro srovnávací analýzy ledovců. Další nespornou výhodou je, že si lze zvolit, na jakých vlnových délkách budou radary vysílat signál.

Michael Demuth a Alain Pietroniro (1999) ve své studii kanadských ledovců pro rozlišení firnu a čistého ledu úspěšně použili pásmo C (vlnová délka 5,6 cm) radaru se syntetickou aperturou družice RADARSAT-1. Ale pro menší ledovce mohou být

hranice oblasti akumulace na snímcích SAR zkeslené v důsledku nedostačujících informací o nadmořské výšce, špatného georeferencování, radarového stínu či překryvů snímků (Demuth, Pietroniro, 1999).

Na počátku 90. let byl na mapování ledovců použit i polarimetrický radar AIRSAR s pásmy P (na frekvenci 440 MHz), L (1,25 GHz) a C (5,30 GHz) nesený družicí NASA DC-8. Zasněžené oblasti vykazovaly relativně větší radiaci v pásmu P a naopak nižší intenzity zpětně odraženého záření v pásmech L a C. V oblastech pokrytých ledem se oproti těm se sněhem zvyšuje odrazivost v pásmu C. Výrazné nárůsty odrazivosti ledu oproti sněhu v pásmech C a X zaznamenal i Rott (1991 In: Rott, Davies, 1993). Autoři jako hlavní parametry ovlivňující radiaci ledovců jmenují hrubost povrchu, nehomogenost objemu a obsah vody v kapalném stavu. (Rott, Davies, 1993)

3.3. NDSI

Mathieu a kol. (2009) ve své studii výšky sněžné čáry používali porovnání snímků radiometru ASTER s prostorovým rozlišením 15 metrů a leteckých snímků. Využívali jedinečnosti spektrální odrazivosti sněhu a ledu. Ta je velmi vysoká ve viditelném, střední v blízkém infračerveném a nízká v krátkovlnném infračerveném pásmu, kde se zejména odkrytý led projevuje typickou modrou barvou. Pro určení sněžné čáry přetvořili vzorec normalizovaného diferenciovaného sněhového indexu (NDSI) původně vytvořený pro Landsat Thematic Mapper pro pásma ASTER. NDSI je poměr mezi pásmem viditelného, kde se sníh jeví světle, a blízkého infračerveného pásma, kde je sníh naopak tmavý (Warner, 2009 In: Dobřanský, 2010). Pro ASTER to znamená použití pásem 1 a 4:

$$NDSI = \frac{ASTER1 - ASTER4}{ASTER1 + ASTER4} \quad (\text{Mathieu a kol., 2009})$$

S indexem NDSI pracovali i autoři studie zabývající se mapováním mokrého a suchého sněhu v oblasti indického Himálaje, aby odlišili na snímcích sníh od mraků a jiných nezasněžených povrchů. Gupta, Haritashya a Singh (2005) pro jeho vytvoření použili pásma B2 a B5 snímků nasnímaných senzory LISS-3 satelitu IRS-1C/-1D:

$$NDSI = \frac{B2 - B5}{B2 + B5} \quad (\text{Gupta, Haritashya, Singh, 2005})$$

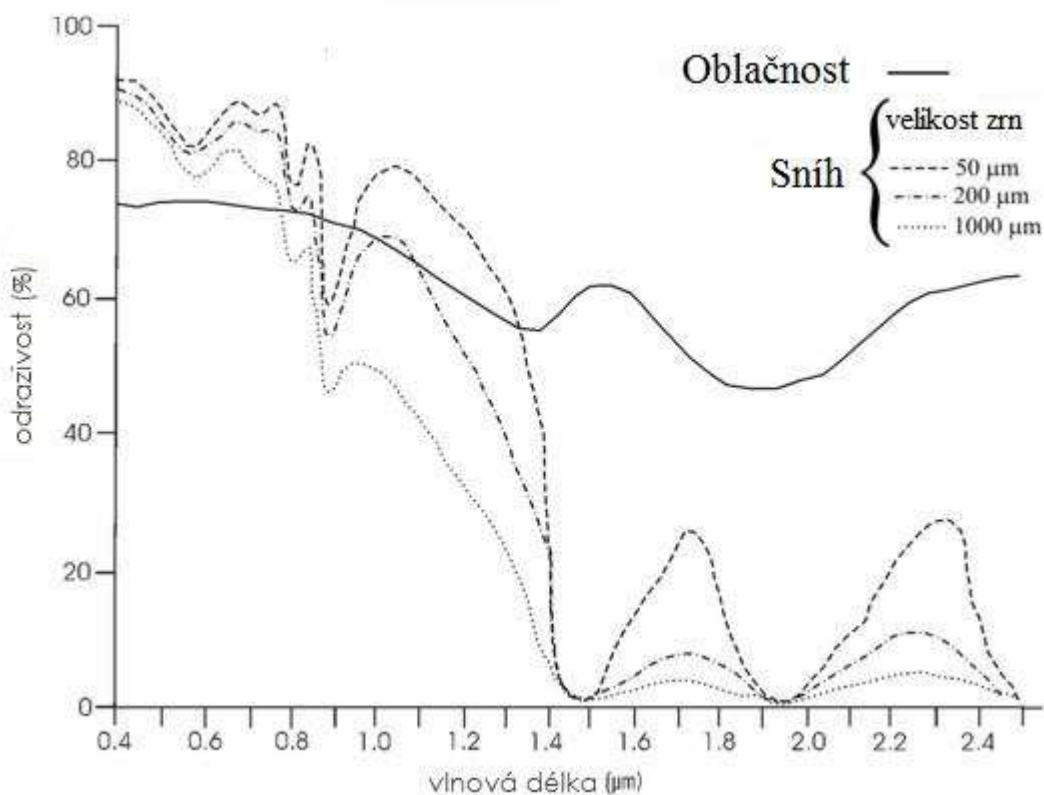
Nejdůležitější při interpretaci výsledků této metody je určení prahové hodnoty, která soubor hodnot pixelů dělí na dvě části – oblasti sněhem pokryté a oblasti bez sněhu. I při malých chybách může dojít k výraznému podcenění či přecenění rozsahu sněhové pokrývky (Gupta, Haritashya, Singh, 2005).

3.4. Monitorování sněhu

Se snímáním ledovců se úzce pojí i rozpoznávání sněhové pokrývky a rozdílů mezi čistým ledovým pokryvem a různými druhy sněhu (viz Obrázek 2).

Problémy také nastávají při rozlišování jednotlivých typů sněhu a oblačnosti. Jak je patrné na Obrázku 3, jejich odrazivost je na určitých vlnových délkách totožná, takže je vždy potřeba vybírat pro snímání sněhu taková pásma, kde je možné od sebe tyto dva povrchy odlišit. Odrazivost sněhu závisí také na velikosti zrn, z grafu je zřejmé, že čím menší jsou, tím větší vykazuje povrch odrazivost.

Obrázek 3: Křivky spektrální odrazivosti sněhu a oblačnosti



Zdroj: Spectral Reflectance of Land Cover

Při snímání záleží na mnoha fyzikálních parametrech sněhové pokrývky, které ovlivňují zpětný odraz od povrchu. Mezi hlavní řadí Hallikainen a kol. (1986 In: Luojus, 2009, Koskinen, 2001):

- obsah vody v kapalném stavu
- mocnost sněhové vrstvy
- profil hustoty sněhové vrstvy
- profil teploty sněhové vrstvy
- členitost povrchu na rozraní vzduch-sníh a na rozhraní sníh-země
- velikost a tvar sněhových částic (viz obr. 3)

Ve své práci uvádí Součková (2010), co nejvíce přispívá k celkové zpětně odražené energii, pokud se jedná o povrch se sněhovou pokrývkou. Sem patří:

- 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

3.4.1. Použití radarových snímků

Metodu na mapování mokrého sněhu uvádějí Thomas Nagler, Helmut Rott a Graham Glendinning z univerzity v Innsbrucku. Pro modelování tajícího sněhu používají snímky z radaru se syntetickou aperturou družice RADARSAT. Schopnost mapovat tající sníh byla ukázána na pásmu C SAR satelitu ERS 1 (Nagler 1996, Rott, Nagler, 1994 In: Nagler a kol., 1998), pásma C a X radarů SIR-C/X-SAR (Floricioiu, 1997 In: Nagler a kol., 1998).

3.4.2. Naglerův algoritmus

Pro modelování úbytku sněhové pokrývky vytvořil Nagler a kol. (1998) tzv. Naglerův algoritmus, který využívá změnu absorpce radarového signálu vlivem obsahu vody v kapalném skupenství ve sněžném příkrovu. Změna se zjišťuje podělením snímku s tajícím sněhem snímkem referenčním, který je z období s nejmenší vlhkostí a vegetačním pokryvem. Poté je potřeba určit prahovou hodnotu, která snímek rozklasifikuje na oblasti s tajícím sněhem a bez něj (Součková, 2010).

Algoritmus použil Nagler a kol. (1998) pro mapování tajícího sněhu ve východních Alpách (konkrétně v oblasti Tuxbach). V tomto výzkumu byla použita data radaru SAR Beam Mode S7 s úhlem pohledu 40° a ERS-2 SAR data s průměrným úhlem pohledu 19°. Jako hodnota pro rozlišení mokrého sněhu a odkrytých oblastí byl zvolen práh-3dB na snímcích z Radarsatu pásma C, polarizace HH a ERS-2 pásma C a polarizace VV. Výsledky týmu okolo profesora Naglera souhlasily s výsledky s klasifikací sněhové pokrývky ze snímků Landsat Thematic Mapper.

3.5. Klasifikace

Klasifikace je proces, při kterém se shlukují pixely nebo regiony na snímku do tříd, které se snaží reprezentovat různé fyzikální objekty či typy (Rees, 2001). Jejím cílem je získat takový počet tříd, který je únosný pro interpretaci. Pro představu počtu tříd, které se na snímku mohou vyskytovat, uvádí Rees (2001) příklad: pokud bychom měli snímek o třech pásmech (tedy třídídimenzionální, $n = 3$) a data by byla osmibitová (tzn. hodnota každého pixelu by se pohybovala v rozmezí 0–255, tedy $k = 256$), pak by se na snímku mohlo teoreticky vykytovat k^n tříd, tedy něco přes 16 milionů. Proto je potřeba takto vysoké číslo zmenšit na počet, který bychom uměli zobrazit a interpretovat.

3.5.1. Metoda hustotních řezů a pseudobarevné zobrazení

Jednoduchá klasifikační technika, která se aplikuje na jednopásmové snímky nebo na jedno z více pásem snímku. Hodnoty pixelů se rozdělí po úsecích a každý z úseků je poté reprezentován pouze jednou hodnotou. Pokud je každý tento úsek obarven samostatnou barvou (která neodpovídá originální barvě), vzniká pseudobarevný snímek. Vhodné je, pokud úseky odpovídají nějakým charakteristikám povrchu, např. vodní hladině či zatravněným plochám. (Rees, 2001)

3.5.2. Multispektrální klasifikace

Řízená klasifikace

Využívá informací o známém rozložení tříd před zahájením procesu klasifikace. Z terénního průzkumu či jiných dostupných informačních zdrojů (např. map) jsou známy už některé třídy v části snímku. Tyto znalosti se pak použijí pro definování

trénovacího souboru dat, což je statistický popis rozpětí hodnot pixelů v jednotlivých třídách, pro každou třídu. Poté je zkontrolován celý snímek, u každého pixelu se hodnotí, zda spadá do některé z předem definovaných tříd. Pro určení, do které třídy pixel patří, se používají různé klasifikátory. (Rees, 2001)

Neřízená klasifikace

V tomto případě neexistuje předchozí analýza dat a není tedy k dispozici žádný trénovací soubor. Cílem je identifikovat shluky dat v n-dimenzionálním prostoru hodnot pixelů. Tyto shluky mohou být přiřazeny k jednotlivým fyzikálním charakteristikám (či posléze například k typům krajinného pokryvu). Na nalezení shluků již bylo vytvořeno mnoho algoritmů (např. isodata algorithm, K-means algorithm, migrating means). (Rees, 2001)

3.5.3. Klasifikace textury

Používá se až po multispektrální klasifikaci a neposuzuje hodnotu každého pixelu jednotlivě, nýbrž bere v potaz i jeho umístění v prostoru. Typicky jsou využívány filtry blízkého okolí pixelu (matice 3 x 3 pixely). Prostřednímu pixelu je přiřazena hodnota, která se v jeho okolí vyskytuje nejvíce. Snaží se tak předejít šumu ve snímku (Rees, 2001).

3.5.4. Chybové matrice a přesnost klasifikace

Metoda, která vychází z kvantifikace provedení klasifikace. Pomocí matice $N \times N$, kde N je počet tříd, se určuje spolehlivost dané klasifikace a to, do jaké míry odpovídá skutečnosti (Rees, 2001).

4. Práce se snímky zájmového území

4.1. Zájmové území

Zájmové území se nachází v Jižní Americe v pohoří Cordillera Blanca v oblasti nejvyšší hory Peru – Huascaránu. Huascarán je nejvyšší světové tropické horské pásmo, které dosahuje výšky 6 768 m n. m. Národní park Huascarán byl založen v roce 1957, od roku 1977 je biosférickou rezervací a v roce 1985 byl přidán na seznam světového dědictví UNESCO. Rozkládá se na 340 tisících hektarech v okolí nejvyšší peruánské hory (158 km v severojižním směru a 20 km v západovýchodním). V samotném parku se nachází dvacet sedm vrcholů převyšujících hranici 6 000 m n.m., jejichž vrcholky jsou pokryté sněhem. (Huascarán National Park, 2011). Podle Programu OSN pro životní prostředí zde najdeme 663 ledovců a okolo 296 jezer. V reliéfu jsou výraznými prvky skalní stěny, trogová údolí, ledovcové kary, zlomové facety a různé formy akumulací. Jedná se o typický glaciální reliéf kombinovaný s výraznými projevy aktivní tektoniky (Vilímek, Zapata, 1998).

Geologická struktura pohoří je značně složitá. Sedimenty z moří svrchní jury byly vyzvednuty a spolu s křídovými formacemi silně zprohýbány a rozlámány tektonickými silami na konci křída a následně ovlivněny třetihorním vulkanismem. Vrstvy sedimentů jsou primárně orientovány ve směru severozápad – jihovýchod, narušeny jsou zlomy, které místy podmiňují intenzivní erozi. (Huascarán National Park, 1985)

Ledovce jsou nejvýraznější složkou hydrologie v oblasti. Přibližně 27 se jich rozkládá nad hranicí 6 000 m n.m., více než 200 nad 5 000 m n.m. a celkem se jich v horském pásmu táhnoucím se 180 km nachází 680 (Huascarán National Park, 1985). V pohoří Cordillera Blanca byl zaznamenán úbytek zalednění od roku 1962 o 32-35%, ročně o 0,86-0,95% (Mark, Selzer, 2003).

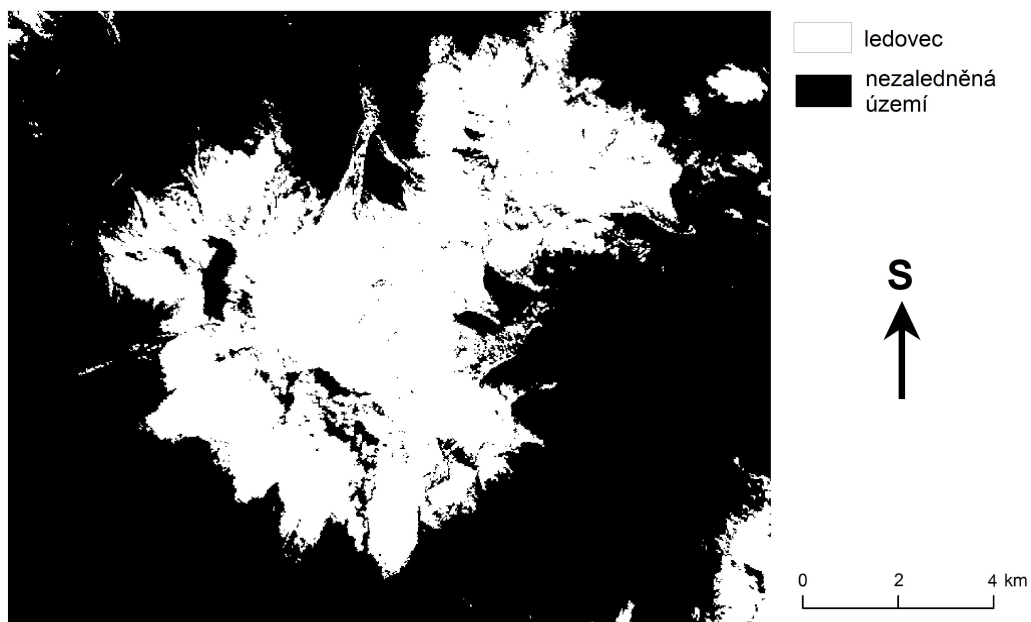
V oblasti se nachází 296 jezer, z větší části ledovcových, která zabírají 2 800 ha (Huascarán National Park, 1985). Velkým nebezpečím je voda z tajících ledovců, která plní jezera, jejichž hráze z nezpevněných sedimentů poté hrozí protržením a záplavami, které by postihly obydlená území pod horami (Ames, 1998). Podobná situace je sledována například v oblasti Palacocha Lake, kde dochází k sesuvům do jezera a následným záplavám (Vilímek a kol., 2005).

4.2. Snímky

4.2.1. SPOT

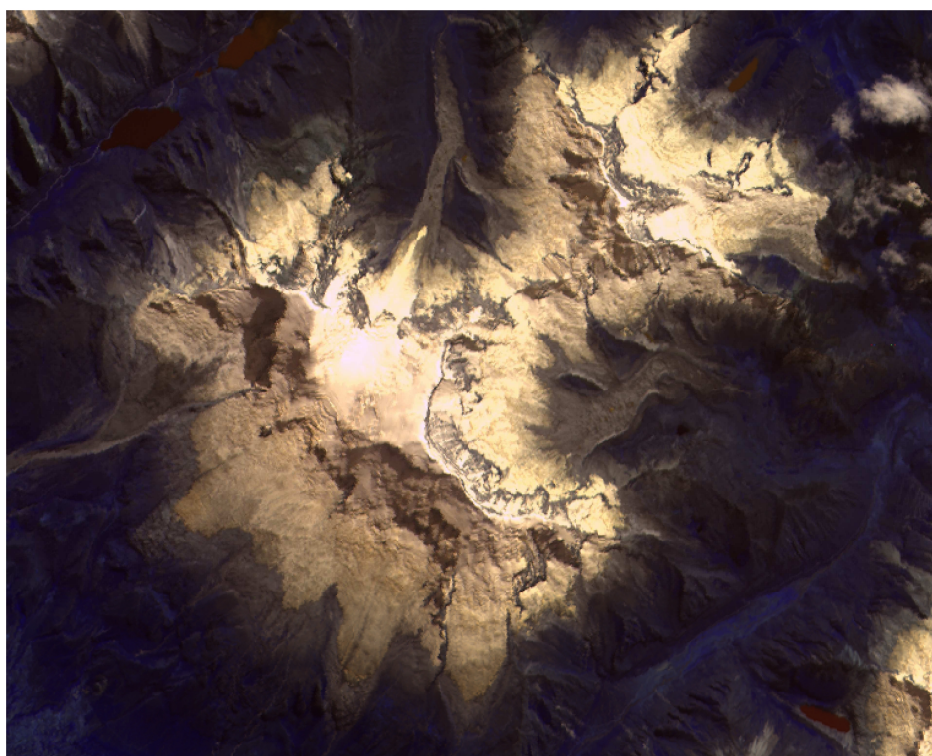
Ke své práci jsem získala jeden snímek z družice SPOT z osmdesátých let s rozlišením 20 m, který už byl použit pro práci pojednávající o přírodních rizicích v oblasti jezera Palacocha a prezentován v článku Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palacocha Lake area, Peru v časopise Landslides v roce 2005 (Vilímek a kol., 2005). Pro klasifikaci jsem vybrala masiv hory Huascarán. Oblast jsem vyřízla z celého snímku.

Obrázek 4: Huascarán, 80. léta, klasifikace



Data poskytl: Klimeš, Jan

Obrázek 5: Huascarán, 80. léta, snímek SPOT



0 2 4 km

Data poskytl: Klimeš, Jan

Na snímku je demonstrována neřízená klasifikace, která je prováděna v programu PCI Geomatics Focus verze V 9.1.0 z roku 2003.

Každý pixel má svou hodnotu. V tomto případě je určena podle barvy vyjádřené v systému RGB (red = červená, green = zelená a blue = modrá), kterému odpovídají i tři pásma snímku. Na základě podobných hodnot lze pixely rozdělit do shluků, které vyjadřují oblasti se stejnými fyzikálními vlastnostmi. Snímek byl rozdělen do dvou tříd, na ledovce a nezaledněná území. Jednotlivé shluky byly zařazeny každý do jedné z těchto tříd.

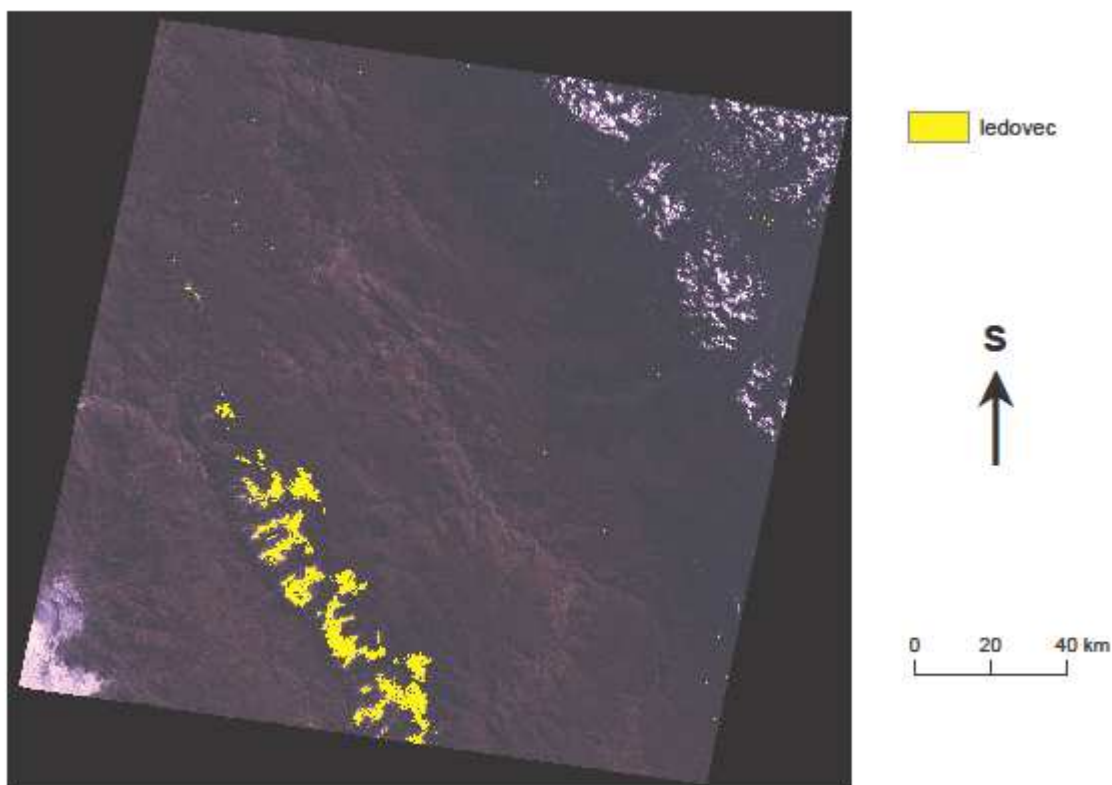
4.2.2. Landsat

K porovnání rozsahu zalednění v oblasti Národního parku Huascarán byly použity snímky ze satelitů Landsat 5 a Landsat 7. Zvolená metoda vychází ze studie Halla (1987), tedy k diskriminaci ledovců je použit poměr pásem 4 a 5 (senzorů TM a ETM+).

Nejprve byl vytvořen jeden snímek ve formátu .pix z jednotlivých pásem (pomocí funkce *Data Merge*), která byla původně uložena samostatně, každé ve formátu .tif. Do tohoto snímku bylo přidáno ještě jedno prázdné pásmo navíc, do kterého se uložila výsledná vrstva. Program Focus od PCI Geomatics nabízí funkci *EASI Modeling*, kde lze operovat s pásmy snímků a vytvářet jednoduché modely i složitější skripty. Do prázdného pásma byl vložen výsledek operace poměru pásem 4 a 5 (TM4/TM5 respektive ETM4/ETM5). Při této operaci je podělena hodnota každého pixelu pásma 4 hodnotou odpovídajícího pixelu v pásmu 5. Na výstupu se objeví černobílý snímek, na kterém je nutné určit prahovou hodnotu, která soubor dat dělí na dvě třídy, tedy ledovce a nezaledněná území. Podle počtu pixelů spadajících do jednotlivých tříd lze určit rozsah zalednění. Vrstva s ledovci je zobrazena na původním satelitním snímku.

Snímek ze satelitu Landsat 5 používající senzory Thematic Mapper s rozlišením 28,5 m byl pořízen 31. 5. 1987 (Obrázek 6). Jarní termín ke snímání ledovců není ideální, výsledky by mohly být ovlivněny sezónní sněhovou pokrývkou. Jako prahová hodnota pro identifikaci zalednění na základě vizuálního srovnání s původním snímkem byla zvolena hodnota 3. Zalednění v roce 1987 zaujímalo plochu 449,83 km².

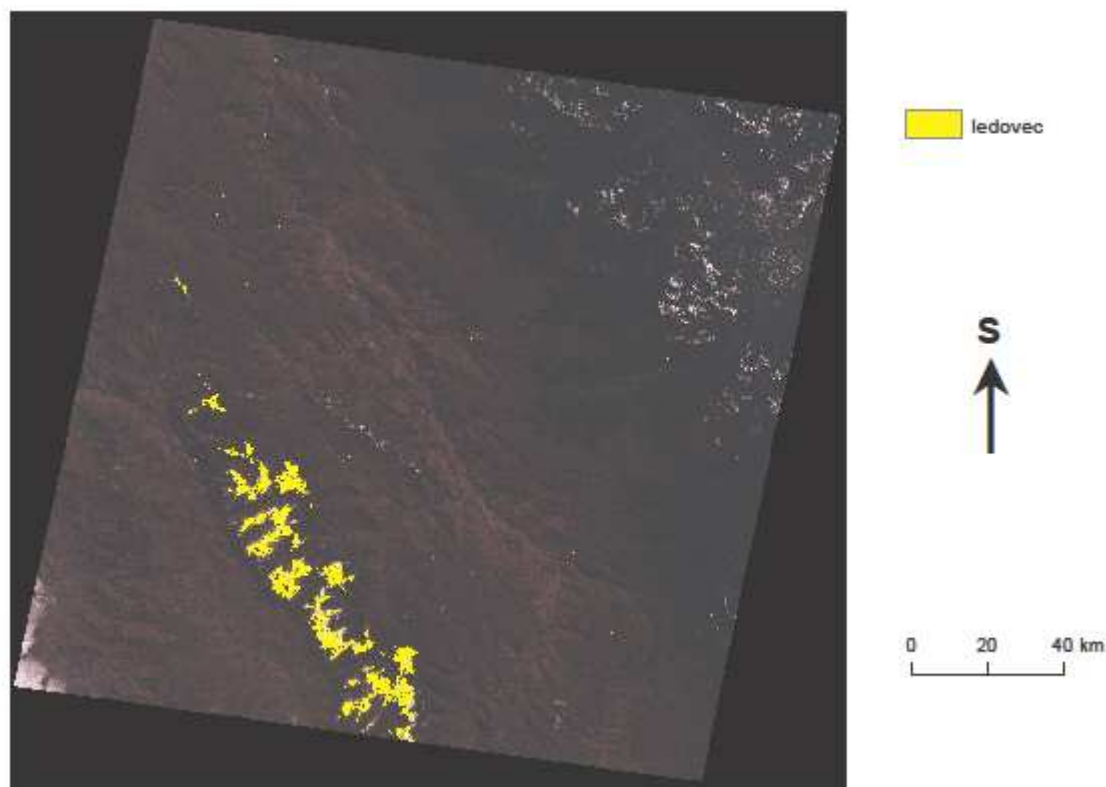
Obrázek 6: Oblast Huascaránu, 1987



Data: Global Land Cover Facility

Snímek na Obrázku 7 ze satelitu Landsat 7 vybaveným senzory ETM+ s rozlišením 30 m byl pořízen 30. 6. 2001. Jako prahová hodnota zde byla zvolena hodnota 4. Rozsah zalednění je na snímku 433,88 km², tedy plocha ledovců se snížila o necelých 16 km².

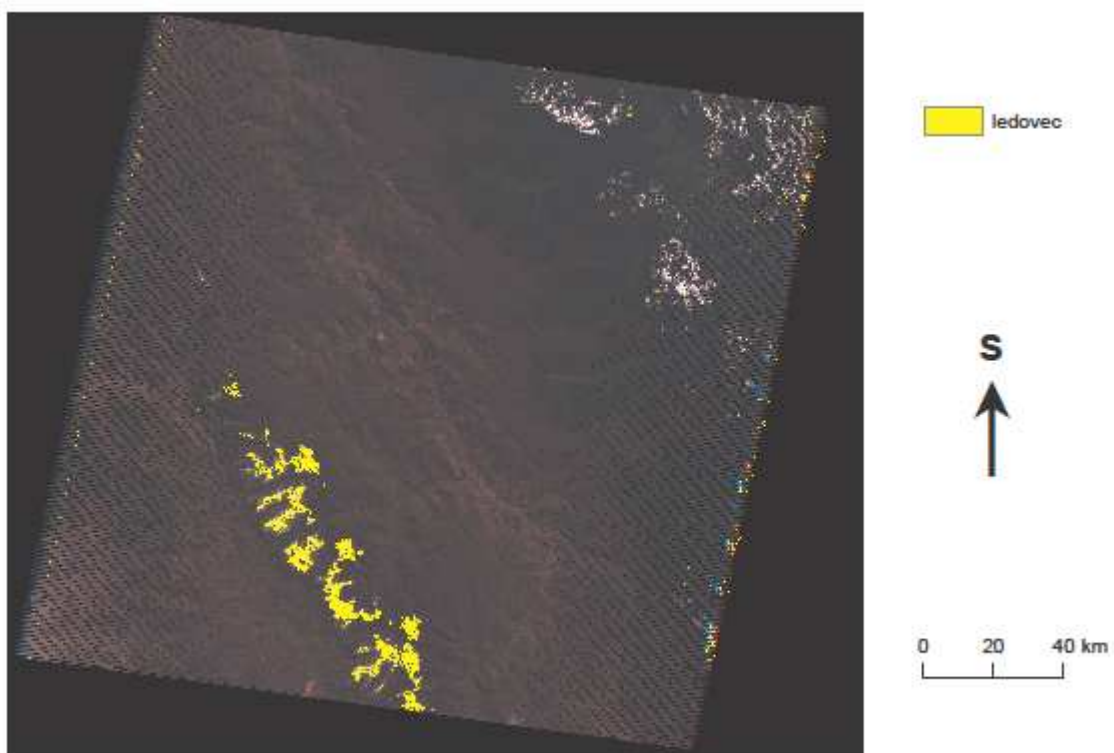
Obrázek 7: Oblast Huascaránu, 2001



Data: Global Land Cover Facility

Poslední snímek je také pořízen satelitem Landsat 7 (tedy senzory ETM+). Území zobrazuje ke dni 27. 5. 2006. Snímek není tak kvalitní jako dva předchozí, po stranách jsou patrné černé čáry, které značí, že tato místa nebyla nasnímána, nejsou k nim tedy data. Za prahovou hodnotu oddělující zaledněná území zde byla opět zvolena hodnota 4. V oblasti došlo mezi lety 2001 a 2006 k dalšímu ústupu zalednění, v roce 2006 jeho rozloha byla 403,60 km², což znamená úbytek plochy pokryté ledovci o 30,28 km². To je téměř dvojnásobný úbytek než mezi lety 1987 a 2001. Ten může být způsoben globálním oteplováním, svou roli ale také můžou hrát pozdní jarní sněhové srážky, které by mohly být na snímcích zaznamenány.

Obrázek 8: Oblast Huascaránu, 2006



Data: Global Land Cover Facility

5. Diskuze

5.1. *Kombinace metod*

Jako nejlepší metodu na sledování změn rozlohy ledovců je vhodné použít porovnání několika zdrojů dat. Příhodná se zdá kombinace satelitních a leteckých snímků s terénním průzkumem.

Letecké snímky mohou být velice podrobné, ale zobrazují vždy jen poměrně malá území. Fotografie se dají sehnat i z počátku 20. století, což jsou velmi cenná data. Ale jen zřídka jsou území s ledovci snímkována v pravidelných řadách, nejlépe každoročně. Vědci se tedy u těchto snímků musí často spokojit s omezenými informacemi.

Optické satelitní snímky oproti leteckým pokrývají větší území a v dnešní době už mohou také dosahovat velmi slušných prostorových rozlišení. Velkou výhodou je snímání v několika pásmech najednou a v pravidelných časových intervalech. Snímkové řady ale sahají v nejlepším případě pouze do 70. let 20. století. Problémem je také pokrytí oblačností, které se může v některých oblastech vyskytovat poměrně často, takové snímky jsou pro analýzy nevhodné.

Alternativou optických snímků jsou data pořízená radary. Ty už nejsou závislé na stavu atmosféry či denní době. Tato metoda se jeví jako nejužitečnější, radarové snímky je však možné získat jen za posledních několik let, protože aktivní metody DPZ jsou poměrně mladé.

Terénní měření je dost náročné finančně, časově i fyzicky pro vědce. Některé oblasti jsou dosažitelné velmi obtížně (Mathieu a kol., 2009). Přímá měření na ledovcích se většinou neprovádějí pravidelně a když, tak jen lokálně, spíše jde ale o nárazové akce ve vybraných lokalitách.

Pokud se chce do studie zahrnout delší časové období než posledních přibližně sto let, jsou autoři nuceni používat historické mapy a starší literární prameny. U takovýchto zdrojů je vždy diskutabilní jejich přesnost a spolehlivost.

Obecně u snímků (ať už jde o letecké či satelitní) je vždy zásadní jejich interpretace. Nikdy není například sněžná čára výraznou, jasnou linií, kterou by stačilo zvýraznit. Vědci musí při analýze snímků využít svých znalostí a zkušeností a ani tak si bez terénního průzkumu nemohou být jistí, že dospěli ke správným výsledkům.

Díky kombinaci více metod lze dosáhnout přesnějších výsledků a měly by se

vyloučit chyby ze špatné interpretace jednoho ze zdrojů dat. Ovšem takto komplexní výzkum s sebou samozřejmě nese i mnoho problémů se získáváním informací o území, takže není používán tak často, jak by bylo vhodné (König a kol., 2001 v Mathieu a kol., 2009).

5.2. Porovnání užitých metod

Mathieu a kol. (2009) při určování výšky sněžné čáry pomocí snímků satelitu ASTER došel k závěru, že nelze spoléhat pouze na data z tohoto či jemu podobných senzorů, pokud je potřeba dosáhnout kontinuity při sledování výšky sněžné čáry. Pro program jsou limitující především tři faktory – krátká doba, kdy je možné snímat, přítomnost oblačnosti a předsezónní sněhové srážky. Výšková chyba polohy sněžné čáry na jimi používaných ortorektifikovaných snímcích dosahovala hodnot 6 m až 33 m (na nejpříkřejších svazích). Pro oblast Nového Zélandu tak doporučuje jako nejvhodnější satelit SPOT 1, zejména kombinaci pásma krátkovlnného infračerveného záření s rozlišením 20 m a tři pásma viditelného a blízkého infračerveného záření s rozlišením 10 m (včetně zeleného a červeného pásma, která se používají na detekci sněhu a ledu).

Satelity s vysokým rozlišením, například Ikonos (1-4 m), Quickbird (0,6–2,4 m) či nedávno vypuštěný GeoEye-1 (0,4–1,6 m), jsou paradoxně méně vhodné pro detekci ledovců, protože postrádají velmi důležité pásmo krátkovlnného infračerveného záření (Mathieu a kol., 2009).

Pro vytváření ucelených časových řad se jeví jako užitečné snímky z radarů. Ty samy vysílají paprsky, které se po odražení vrací na detektory přístroje. Vědci si tak mohou zvolit v jakých vlnových délkách budou měřit, což je výhodné při znalosti odrazivosti sněhu a ledu. Druhou výhodou je, že jejich paprsky dokážou pronikat oblačností a snímat i během noci. Díky tomu lze získat snímky každoročně ve stejný čas bez ohledu na stav atmosféry. Pro rozpoznání sněhu od ledu jsou podle Rotta a Daviese (1993) vhodná pásma C a X, ve kterých led vykazuje značný nárůst odrazivosti oproti sněhu. Radary snímají zemský povrch z boku, takže v členitém terénu mohou vznikat stíny (například za horskými hřbety), což je naopak nevýhodou těchto přístrojů.

Pro přímá pozorování na regionální úrovni se zdá být nejlepší geodetický přístup (Bamber, Rivera, 2007). Tato metodologie s využitím četných měření může poskytovat poměrně přesná data pro měření úbytku, či nárůstu ledovcové hmoty.

Na oblast Huascaránu byla v praktické části použita neřízená klasifikace snímku disponujícím pouze pásmy viditelného spektra. Zde nastaly potíže s oddělením mraků od ledovcem pokrytých oblastí.

Daleko vhodnější pro analýzy se ukázaly snímky z družice Landsat, která disponuje sedmi pásmy na skeneru Thematic Mapper a osmi na skeneru ETM+. Zde je možno zvolit lépe rozsahy vlnových délek (tedy konkrétní pásma) vhodných pro diskriminaci ledovců. Pro identifikaci ústupu zalednění byl zvolen poměr pásem 4 a 5, aby výsledky byly mezi sebou porovnatelné. Tato metoda se ukázala jako vhodná, ledovce byly odlišeny od ostatních typů pokryvu i od oblačnosti, která se na snímcích vyskytovala.

Avšak pro průkaznější výsledky při monitorování ústupu zalednění by bylo potřeba více snímků v delší časové řadě.

6. Závěr

Práce se snažila porovnat jednotlivé metody monitorování ledovců pomocí dálkového průzkumu Země. Ten je pro podobné analýzy vhodný z několika důvodů. Satelity umožňují pravidelné snímkování stejných území, takže lze vytvářet ucelené časové řady. Technologie se neustále zlepšují, přístroje disponují stále lepším prostorovým, spektrálním či termínovým rozlišením. V poslední době se rozšiřují zejména aktivní metody dálkového průzkumu, které se jeví jako velmi užitečné pro studie zabývající se změnami ledovcového pokryvu v čase díky pravidelnému snímkování zemského povrchu bez ohledu na počasí a denní, či noční dobu.

Z vědeckých článků nevyplýval žádný konkrétní senzor jedné družice, který by byl pro monitorování ledovců všeobecně uznáván jako nejlepší. Z optických dat se používají pásma snímající ve viditelném a infračerveném spektrálním pásmu, kde jak sněh, tak led dosahují maxim odrazivosti. Pro zvýraznění sněhové pokrývky byl vyvinut normalizovaný diferenciovaný sněhový index, který pracuje s pásmy snímajících na vlnových délkách 0,52-0,60 μm a 1,55–1,75 μm . U radarů se pro ledovce používají vlnové délky 2,4–7,5 cm, kde byl naměřen nárůst odrazivosti ledu oproti sněhu. Pro sněh lze použít vlnové délky v rozpětí 30–100 cm.

V praktické části byl pro identifikaci ústupu zalednění použit poměr pásem 4 a 5 senzorů družice Landsat. Tato metoda se ukázala jako efektivní, protože díky ní lze oddělit zaledněná území od oblačnosti a nezaledněného zemského povrchu. Mezi lety 1987 a 2001 byl zjištěn pokles rozsahu zaledněného území o 16 km^2 , mezi lety 2001 a 2006 se rozsah ledovců snížil o dalších 30 km^2 . Úbytek tedy činil 10 % z původní rozlohy v roce 1987. Trend ústupu ledovců může mít neblahé důsledky pro obyvatelstvo, ať již s ohledem na protrhávání morény hrazených jezer či v souvislosti se ztrátou kvalitního zdroje vody.

7. Zdroje

- AMES, A. (1998): A documentation of glacier tongue variations and lake developments in the Cordillera Blanca, Peru. *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie*.1998, vol. 34, no. 1, pp. 1-36.
- ANIYA, M., BARCAZA, G., KAMUSOKO, C. *Recent variations of some outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America, using ALOS and Landsat data* [online]. [cit. 2011-03-19]. URL: <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/conf/Proc_PIsymp2007/contents/proceedings/Land_Snow_and_Ice/LSI05.pdf>.
- ARENDT, A. A., ECHELMEYER, K. A., HARRISON, W. D., LINGLE, C. S., VALENTINE, V. B. (2002): Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*. 2002, vol. 297, no. 5580, pp. 382-386.
- ASTER User's Guide: Part I. Ver. 3.1* [online]. ERSDAC, 2001. 101 p. [cit. 2011-03-19]. URL:<http://www.science.aster.ersdac.or.jp/en/documnts/users_guide/part1/pdf/Part1_3E.pdf>.
- BAMBER, J. L., KRABILL, W., RAPER, V., DOWDESWELL, J. A. (2004): Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. *Geophysical Research Letters*. 2004, vol. 31, no. 12. pp. L12402 (4 p.).
- BAMBER, J. L., RIVERA, A. (2007): A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*. 2007, vol. 59, pp. 138 – 148.
- ČAPEK, R. (1988): *Dálkový průzkum Země: dočasná vysokoškolská učebnice*. 1. vyd. Praha: Ministerstvo školství ČSR. 1988. 244 str.
- DEMUTH, M., PIETRONIRO, A. (1999): Inferring glacier mass balance using RADARSAT: results from Peyto Glacier, Canada. *Geografiska Annaler Series A*:

Physical Geography. 1999, vol. 81, no. 4, pp. 521 – 540.

DOBROVOLNÝ, P. *Mapování vegetace s využitím družicových snímků* [online]. [cit. 2011-02-11]. URL: <http://www.sci.muni.cz/~dobro/zemsky_povrch_vegetace.html>.

DOBŘANSKÝ, M. (2010): *Mapování rozsahu sněhové pokrývky z dat MODIS* [online]. Brno: Masarykova univerzita. Přírodovědecká fakulta. Geografický ústav, 2010. 42 str. Vedoucí bakalářské práce doc. RNDr. Petr Dobrovolný, CSc. [cit. 2011-03-19]. URL: <http://is.muni.cz/th/270023/prif_b/BP_DOBRANSKY.pdf>.

Earth Observation Satellites. [online]. ISRO. c. 2008. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://www.isro.org/satellites/earthobservationsatellites.aspx>>.

ERDENETUYA, M., KHISHIGSUREN, P., DAVAA, G., OTGONTOGS, M. (2006): Glacier change estimation using Landsat TM data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*. 2006, vol. 36, no. 6, pp. 240 – 243.

ERS. [online]. Gisat. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://www.gisat.cz/content/cz/dpz/prehled-druzicovych-systemu/ers>>.

ERS-1 Satellite Concept (1992). [online]. c. 2000-2011. ESA. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://earth.esa.int/ers/satconc/>>.

ERS-2 takes over where ERS-1 left off (1995). [online]. c. 2010-2011. ESA. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://earth.esa.int/ers/eeo/satconc2.html>>.

FLORICIOIU, D. M. (1997): *Polarimetric Signatures and Classification of Alpine Terrain by Means of SIR-C/ X-SAR*. PhD Thesis. Innsbruck: University Innsbruck., 1997. 184 p.

Global Land Cover Facility [online]. Last update 26.1.2011 [cit. 2011-05-21]. URL: <<ftp://ftp.glcf.umd.edu/glcf/Landsat/WRS2/p008/r066/>>.

HALL, D. K., ORMSBY, J. P., BINDSCHADLER, R. A., SIDDALINGAIAH, H. (1987):

Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat TM data. *Annals of Glaciology*. 1987, no. 9, p. 104-108.

HALLIKAINEN, M., PULLIAINEN, J., PRAKS, J., ARSLAN, A. (2001): Progress and challenges in radar remote sensing of snow. In: *Proc. 3th International Symposium "Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications"*. Sheffield, UK, 11 - 14 September 2001. pp. 185-192.

Huascarán National Park (1985) [online]. 1985. Last update January 2008. United Nations Environment Programme – World Conservation Monitoring Centre. [cit 2011-05-11]. URL: <<http://www.unep-wcmc-apps.org/sites/wh/pdf/Huascarán%20Peru.pdf>>.

Huascarán National Park. [online]. c. 2011. Peaks Peru. [cit 2011-05-11]. URL: <http://www.peaksperu.com/huascarán_park.html>.

ICESat & ICESat-2. [online]. Last update 11.8.2010. NASA. [cit. 2011-05-08]. URL: <icesat.gsfc.nasa.gov>.

JACOBSEN, A., CARSTENSEN, A. R., KAMPER, J. (1993): Mapping of satellite derived surface albedo on the Midluagkat Glacier, Eastern Greenland, using a digital elevation model and SPOT HRV data. *Geografisk Tidsskrift*. 1993, vol. 93, pp 6 - 18.

JERS. [online]. Gisat. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://www.gisat.cz/content/cz/dpz/prehled-druzicovych-systemu/jers>>.

KÄÄB, A. (2005): Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya. *Remote Sensing of Environment*. 2005, vol. 94, pp. 463 – 474.

KLIMEŠ, J. Ústav struktury a mechaniky hornin. Akademie věd České republiky. Praha. 2011.

KOLÁŘ, J., HALOUNOVÁ, L., PAVELKA, K. (1997): *Dálkový průzkum Země 10*. 1. vyd. Praha: Vydavatelství ČVUT. 1997. 164 str., ISBN 80-01-01567-X.

- KÖNIG, M., WINTHER, J. G., KNUDSEN, N. T., GUNERIUSSEN, T. (2001): Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*. 2001, vol. 39, no. 1, pp. 1 – 27.
- KOSKINEN, J. T. (2001): *Snow Monitoring Using Microwave Radars*. Ph.D. Dissertation, Helsinki University of Technology, Laboratory of Space Technology. 2001. Report 44, Espoo, Finland.
- KRABILL, W., ABDALATI, W., FREDERICK, W., MANIZADE, S., MERTIN, C., SONNTAG, J., SWIFT, R., THOMAS, R., WRIGHT, W., YUNGEL, J. (2000): Greenland ice sheet: high elevation balance and peripheral thinning. *Science*. 2000, vol. 289, pp. 428-430.
- KULKARNI, A., ALEX, S. (2003): Estimation of Recent Glacial Variations in Baspa Basin Using Remote Sensing Technique. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 2003, vol. 31, no. 2, pp. 81 – 90.
- Landsat*. [online]. *Gisat*. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://www.gisat.cz/content/cz/dpz/prehled-druzicovych-systemu/landsat>>.
- LOPEZ, P., CHEVALLIER, P., FAVIER V., POUYAUD, B., ORDENES, F., OERLEMANS, J. (2008): A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change*. 2010, no. 71, pp. 85–108.
- LUOJUS, K. (2009): *Remote sensing of snow-cover for the boreal forest zone using microwave radar*. Doctoral dissertation. Finnish meteorological Institute. 2009.
- MARK, B., SELZER, G. (2003): Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climate forcing. *Quaternary Science Reviews*. 2003, vol. 24, pp. 2265-2280.
- MATHIEU, R., CHINN, T., FITZHARRIS, B. (2009): Detecting the equilibrium-line altitudes of New Zealand glaciers using ASTER satellite images. *New Zealand Journal*

of Geology & Geophysics. 2009, vol. 52, pp. 209 – 222.

NAGLER, T. (1996): *Methods and Analysis of Synthetic Aperture Radar Data from ERS-1 and X-SAR for Snow and Glacier Applications*. PhD Thesis. Innsbruck: University Innsbruck., 1996. 183 p.

NAGLER, T., ROTT, H., GLENDINNING, G. (1998): Snowmelt modelling using Radarsat data. In *Preprint of Proc. Of ADRO Final Symposium*. 13. – 15. 10. 1998. Montreal. [online]. [cit. 2011-04-02]. URL: <http://www.macaulay.ac.uk/hydalp/private/demonstrator_v2.0/library/publications/adr_o414_nagler.pdf>.

PHILLIP, G., RAVINDRAN, K. (1998): Glacial Mapping Using Landsat Thematic Mapper Data: A Case Study in Parts of Gangotri Glacier, NW Himalaya. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. 1998, vol. 26, no. 1 a 2, pp. 29 – 34.

Radarsat. [online]. *Gisat*. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://www.gisat.cz/content/cz/dpz/prehled-druzicovych-systemu/radarsat>>.

REES, W. G. (2001): *Physical principles of remote sensing*. 2nd edition. Cambridge: Cambridge University Press. 2001. 343 p. ISBN 0-521-66948-0.

RICHARDS, J. A., XIUPING, J. (2006): *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*. 4th edition. Berlin: Springer. 2006. 449 p. ISBN 3-540-25128-6.

ROTT, H. (1991): Multi-parameter SAR experiments on snow and glacier applications. In: *Proceedings of the 11th EARSeI. Symposium, Graz, Austria, 3 – 5 July 1991*. 1991, pp. 79 – 91.

ROTT, H., DAVIES, B. (1993): Multifrequency and polarimetric SAR observations on alpine glaciers. *Annals of Glaciology*. 1993, vol. 17, pp. 98 – 104.

SHORT, N. M. (2011). *The Remote Sensing Tutorial: History of Remote Sensing: Landsat's Thematic Mapper*. [online]. Last update 1.1.2011. [cit. 2011-05-17]. URL:

<http://rst.gsfc.nasa.gov/Intro/Part2_20.html>.

SCHOWENGERDT, R. A. (2007): *Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing*. 3rd edition. USA: Elsevier. 2007. 515 p. ISBN 13: 978-0-12-369407-2, ISBN 10: 0-12-369407-8.

SOUČKOVÁ, J. (2010): *Stanovení rozsahu sněžové pokrývky z radarových dat*. Praha: Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie, 2010. 77 str., 5 str. příloh. Vedoucí diplomové práce Ing. Markéta Potůčková Ph.D.

Spectral Reflectance of Land Covers. [online]. Department of Geology, Aligarh Muslim University. [cit. 2011-05-17]. Dostupné z: <<http://www.cps-amu.org/sf/notes/m1r-1-8.htm>>.

Spot satellite technical data. [online]. 2010. Spotimage. 4 p. [cit. 2011-04-20]. URL: <http://www.spotimage.com/automne_modules_files/standard/public/p229_a48f99c03cb2bc7f6beb7acc41f29fffSpotSatelliteTechnicalData_EN_Sept2010.pdf>.

The Landsat Program. [online]. Last update 15.4.2011. NASA. [cit. 2011-04-22]. URL: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/>>.

The SPOT Payload. [online]. Spotimage. 3 p. [cit. 2011-04-22]. URL: <http://www.spotimage.com/automne_modules_files/standard/public/p229_fileLINKE_DFILE_Spot_payload.pdf>.

VILÍMEK, V., ZAPATA, M. L. (1998): Geomorphological response of neotectonic activity along the Cordillera Blanca fault zone, Peru. In: KALVODA, J., ROSENFELDEDS (1998): *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas*. London: Kluwer Academic Publishers, 1998, pp. 245 – 262.

VILÍMEK, V., ZAPATA, M. L., KLIMEŠ, J., PATZELT, Z., SANTILLÁN, N. (2005): Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palacocha Lake area, Peru. *Landslides*. 2005, no. 2, pp. 107 – 115.

WARNER, T. A., DUANE NELLIS, M., FOODY, G. M. (2009): *The SAGE Handbook of Remote Sensing*. London: SAGE Publications Ltd. 2009. ISBN 978-1-4129-3616-3.

WINGHAM, D. J., RIDOUT, A. J., SCHAROO, R., ARTHURN, R. J., SHUM, C. K. (1998): Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science*. 1998, vol. 282, no. 5388, pp. 456-458.