

POZEMNÍ METODY A TECHNOLOGIE MĚŘENÍ VODNÍ HODNOTY SNĚHU: REVIEW

GROUND-BASED METHODS AND TECHNIQUES OF SNOW WATER EQUIVALENT MEASUREMENT: REVIEW

ONDŘEJ ŠPULÁK - JIŘÍ SOUČEK - VLADIMÍR ČERNOHOUS

Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., VS Opočno

ABSTRACT

The article presents a review of ground-based methods and techniques of snow water equivalent measuring. Their advantages and disadvantages are described, experience with their application in the Czech Republic, if any, are presented, and outlined directions of further development. The techniques are divided into sections based on their physical background: manual method, methods based on snow mass, attenuation of radiation, electrical properties of snow and other techniques (combination of electromagnetic sensors, acoustic sounding techniques). Recently, the following techniques seem to be the most perspective for snow water equivalent registration: snow scale systems (provided that snow bridging failures will be technically reduced) and techniques based on measuring of attenuation of radiation by snow layer – especially gamma probes; tests of neutron probes are also promising but still at the beginning. However, the path to the ideal technique fulfilling all demands and expectations is still open.

Klíčová slova: sníh, metody měření, vodní hodnota

Key words: snow, methods of measurement, water equivalent

ÚVOD

Vodní hodnota sněhu (SWE z anglického Snow Water Equivalent) je důležitou charakteristikou sněhové pokrývky, mající vedle výšky sněhu své praktické uplatnění v hydrologii. Vyjadřuje množství vody ve sněhové pokrývce obsažené, které si lze představit jako výšku vodního sloupce, jenž vznikne rozpuštěním sněhové pokrývky bez ztrát výparem (DURAND 2011). Vodní hodnota sněhu se uvádí v milimetrech výšky vodního sloupce (v ČR nejčastěji – ŽIDEK, LIPINA 2003) nebo v jednotkách hmotnosti na metr čtverečný ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) (SOBÍŠEK et al. 1993). Dalšími běžně sledovanými charakteristikami sněhu jsou celková výška sněhu a výška čerstvého sněhu, jeho vrstvení (statigrafie), hustota ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), teplota apod.

Význam informací o vlastnostech sněhu vzrůstá v souvislosti s nárůstem kolísání průběhu počasí spojeným s klimatickými změnami. Poznatky o množství a charakteru sněhu jsou požadovány pro plánování provozu vodních děl, regulace zavlažovacích systémů, dimenzování střešních konstrukcí budov, ochrany životů a majetku obyvatel atd. Potřeba důvěryhodných informací o vývoji vodní hodnoty sněhu roste s narůstající rolí numerických modelů v předpovědích počasí, klimatu a hydrologických předpovědích (WESTERN et al. 2002; HANČAROVÁ 2006). Z vědeckého hlediska jsou data o stavu a vývoji sněhu přínosná nejen ve vztahu ke klimatu (RÄISÄNEN 2008), ale také z hlediska výzkumu ekologických procesů (JONES 2001), kryogeneze (SEKYRA et al. 2002) apod. Jednotlivé země nebo skupiny států založily pro prostorový monitoring vlastností sněhu měřící sítě, postavené většinou na kombinaci gravimetrických měření s automatickými technikami (různé měřící sítě pro monitoring nebezpečí lavin (např. alpské země), SNOTEL atp.).

V současné době existuje řada modelů, které na základě dat dálkového průzkumu země určují parametry sněhové pokrývky v širším regionálním až globálním měřítku (např. PULLIAINEN 2006; AZAR et al. 2008; RÄISÄNEN 2008; CLIFFORD 2010). Dalším přístupem k modelování a predikci SWE jsou metody výpočtu na základě dostupných klimatických parametrů a výšky sněhu. Např. v ČHMÚ se pro potřeby znalosti denní vodní hodnoty sněhu používá jednoduchá metoda, která umožňuje spočítat SWE na základě veličin, jež jsou k dispozici na srážkoměrné a nejbližší klimatické stanici (NĚMEC 2006). Do výpočtu vstupují denní úhrn srážek, výška nového sněhu, celková výška sněhu a průměrný denní tlak, mezi pomocnými proměnnými pak hustota sněhu, funkce hustoty, přírůstek ze sněhových srážek, přírůstek z vodních srážek a přírůstek z vlhkosti vzduchu (BERCHA et al. 2007). V zahraničí existují další modely výpočtu SWE zahrnující různou šíři a podrobnost vstupních údajů (např. HOLKO et al. 2009, STURM et al. 2010).

V současné době stoupající zájem o přesnější informace o v prostoru a v čase se měnících vlastnostech sněhu však nelze plně uspokojit žádnou z dostupných technik a technologií. Jednotlivé metody jsou zatíženy značnými technologickými a/nebo personálními nároky. Zároveň každý z přístupů obsahuje také určitou, větší či menší míru rizika chybovosti získaných dat a z nich dále odvozených modelů. Přehled metod měření vodní hodnoty sněhu, zasazený do širších aplikačních souvislostí publikovali např. WARNICK, PENTON 1971; LUNDBERG, HALLDIN 2001; LUNDBERG et al. 2008 (shodné s LUNDBERG et al. 2010). Porovnáním komerčně dostupných technických řešení monitoringu vodní hodnoty sněhu s několika modely se pak zabývali např. EGLI et al. (2009).

Cílem tohoto příspěvku je z převážně zahraničních zdrojů stručně shrnout dostupné pozemní metody měření vodní hodnoty sněhu, popsat jejich přednosti a zápory, zmínit jejich dosavadní aplikaci v podmínkách České republiky a rámcově definovat směr dalšího vývoje.

Požadavky na ideální techniku měření vodní hodnoty sněhu

Technická řešení měření vodní hodnoty sněhu se potýkají s několika obtížně překonatelnými skutečnostmi. Jednou z nich jsou složitě definovatelné fyzikální vlastnosti sněhu odvislé od klimatických podmínek a charakteru stanoviště. Součástí zařízení vyčnívající ze sněhu ovlivňují jak ukládání, tak tání sněhu v bezprostřední blízkosti. Plošná zařízení umísťována na povrchu půdy ovlivňují tepelnou dynamiku i přenos tepla mezi půdou a sněhem spolu se snížením vsakovací schopnosti povrchu půdy.

Při uvážení představ a požadavků by dokonalé zařízení na měření vodní hodnoty sněhu mělo:

- být bez negativního vlivu na životní prostředí;
- neovlivňovat změnami v proudění vzduchu akumulaci sněhu;
- být bez vlivu na průběh záření, výměny tepla a vody mezi půdou, sněhem a atmosférou;
- mít dostatečné časové rozlišení tak, aby byly podchyceny změny vodní hodnoty s přesností minimálně 1 mm;
- v každém terénu a při každé formě sněhu (suchý, mokrá, hluboký, mělký, vrstvený atd.) být schopno dostatečně podchytit prostorovou různorodost vlastností sněhu s ohledem na cílovou aplikaci měření (LUNDBERG et al. 2010).

Další, v dnešní době již poměrně snadno splnitelnou požadovanou vlastností, je možnost dálkového přenosu naměřených veličin, umožňující jejich průběžné zpracování.

Dostupné techniky a technologie pro měření vodní hodnoty sněhu

1) Manuální měření vodní hodnoty sněhu

Nejběžnějším měřením SWE je manuální gravimetrické zjišťování vodní hodnoty sněhu (e.g. ANDERTON et al. 2003; JIRÁK, SKALÁK 2006; BEREZOVSKAYA, KANE 2007; TAUFMANNOVÁ et al. 2010). Měření se provádí pomocí plastové či kovové sněhoměrné trubky daného průměru, která podle provedení mívá sražení či mírné ozubení odběrové hrany. Válec se vtlačí kolmo do sněhu tak, aby dosáhl až na povrch půdy, podle potřeby se sněhové jádro před vyzvednutím zhutní. Většinou je zároveň odečítána také výška sněhu. Po očištění jádra od případných nečistot ze spodní strany (např. zbytků vegetace, půdy) se SWE zjišťuje výpočtem na základě vážení odběrné trubky se sněhovým jádrem, nebo měřením objemu vody po jeho roztátí.

V České republice je manuální měření ve sněhoměrných profílech základním způsobem zjišťování dat o vodní hodnotě sněhu pro účely monitoringu a predikcí (ŽIDEK, LIPINA 2003; NĚMEC 2006). Při měření se nejčastěji používají odběrné válce o průřezové ploše 50 cm² a délce 1 nebo 1,5 m. Odběry v pevně lokalizovaných transektech o délce 20 až 30 m na jednotlivých lokalitách se provádějí 3krát (10krát je měřena výška sněhu). Z těchto hodnot se počítá průměr vstupující do hydrologických modelů (POBŘÍŠLOVÁ, KULASOVÁ 2000; TAUFMANNOVÁ et al. 2010; JENÍČEK, TAUFMANNOVÁ 2010; FRYČ 2011).

Výhodou metody jsou nízké nároky na technické zařízení, kvalifikaci obsluhy, díky rychlosti odběru lze v relativně krátkém čase odebrat dostatečné množství vzorků pro popis lokální heterogenity. Další výhodou je prostorová flexibilita při zjištění potřeby úpravy nebo doplnění míst sledování. Metoda však trpí řadou nevýhod, jako je

fyzická a časová náročnost dopravy pozorovatele spojené s vysokými náklady na měření, čímž je zatížena nízkou, málo flexibilní časovou rozlišovací schopností. Přesto je však stále jedním z hlavních zdrojů dat pro mnoho lokálních, národních i nadnárodních prostorových a časových modelů sněhových podmínek (např. ČHMÚ 2009; BECKERS et al. 2009; MAROFI et al. 2011).

2) Techniky založené na měření hmotnosti sněhu

Na principu měření hmotnosti sněhu je SWE zjišťována technikami označovanými jako sněhoměrný polštář a váhy sněhu. Některé typy automatických sněhoměrných stanic měřících vodní hodnotu sněhu na principu měření hmotnosti byly v posledních letech testovány také v ČR (KULASOVÁ, BUBENÍČKOVÁ 2004; JIRÁK 2007; ŠMÍDL et al. 2010).

Sněhoměrné polštáře

Sněhoměrné polštáře jsou plochá zařízení umísťována v úrovni terénu. Mají své počátky v 70. letech 20. století, zkušenosti s jejich použitím přehledně shrnuje již Cox et al. (1978). Bývají vyrobeny z vyztužené gumy, pevného plastu nebo kovových (nerezových) plátů a nejčastěji mají kruhový nebo čtvercový tvar o poloměru (hraně) 2–4 m. Výhodou nerezového materiálu povrchu polštářů je vyšší odolnost vůči poškození a také nižší časové nároky na instalaci (LUNDBERG et al. 2010). Polštáře jsou vyplněny nemrznoucí kapalinou, která přenáší tlak sněhové vrstvy na tlakoměry. Sněhoměrné polštáře pracují dobře v rovinném terénu při těžkém sněhu a malé frekvenci mrznoucích oblev. Jestliže však dojde k zavěšení sněhové vrstvy přes polštář (snow bridging), nelze tuto metodu použít, neboť dochází k chybnému měření (SORTEBERG et al. 2001; JOHNSON, SCHAEFER 2002). Problém zavěšování sněhových vrstev lze částečně řešit instalací více polštářů souběžně na stejné lokalitě a následným vzájemným srovnáním naměřených hodnot. Další nevýhodou je změna teplotního gradientu mezi půdou a sněhem vyloučením výparu z půdy a zabránění vsakování odtávané vody do půdy. Při poškození polštářů může dojít k intoxikaci životního prostředí v přímém okolí únikem nemrznoucí kapaliny.

Váhy sněhu

Váhy sněhu vycházejí ze shodného principu zjišťování hydrostatického tlaku sněhu jako sněhoměrné polštáře, svou konstrukcí však řeší některé jejich nevýhody, zvláště nebezpečí chemického znečištění životního prostředí. Bývají tvořeny plochou kovovou konstrukcí zavěšenou na váhových čidlech, váhy jsou povrchem zapuštěny do úrovně terénu. Povrch kovových plátů bývá zdrsňen posypem nebo položením koberecovitě rohože za účelem přiblížení jeho vlastností přírodním podmínkám, perforováním je umožňován alespoň částečný průsak. Stejně jako sněhoměrné polštáře jsou váhy sněhu zatíženy chybou v případě zavěšení sněhových vrstev. Použití dodatečných konstrukcí omezujících toto zavěšování různou měrou ovlivňuje akumulaci a odtávání sněhu. Další nevýhodou metody oproti sněhovým polštářům je absence alespoň zprostředkovaného kontaktu půdy a sněhu v místě měření.

Mezi váhové systémy patří například elektronický senzor vodního ekvivalentu sněhu (JOHNSON 2004; JOHNSON, MARKS 2004; JOHNSON et al. 2007). Senzor tvoří jeden středový čtvercový měřicí panel obklopený devíti nehybnými panely, které mají odclonit okrajový efekt a umožnit vodě, aby prosakovala skrz panely. Autoři navrhuje několik variant umístění snímačů a uvádějí, že chyby měření mohou být sníženy pokrytím tepelných součástí plátů (čidel) půdou. Systém váhy sněhu, myšlenkově vycházející z citovaných studií, je produkován komerčně (Sommer Mess-Systemtechnik).

Specifickou variantou váhového systému byly váhové lyzimetry umístěné úrovní vážní plochy nad terénem, využitě při sledování vodní

hodnoty v lesním porostu v porovnání s volnou plochou (STORCK et al. 1999, 2002). Autoři zjistili na clonné seči dobrou korelaci parametrů sněhu stanovených váhovými lyzimetry s hodnotami zjišťovanými gravimetricky. Nižší průkaznost vztahu na kontrolní ploše bez zásahu autoři připisují málo reprezentativnímu umístění lyzimetrů. Nevýhodou použití lyzimetrů pro tento účel je narušení tepelné a vlhkostní výměny mezi sněhem a půdou a odlišná absorpce krátkovlnného záření konstrukcí přístroje oproti sněhu.

Možnosti korekce chyb měření váhových systémů

JOHNSON, MARKS (2004) navrhli metodu pro nalezení a korekci chyb měření váhových systémů na základě kontinuálního měření SWE, indexu teploty vzduchu nebo sněhu při povrchu půdy a výšky sněhu. Podle autorů k chybám podhodnocení dochází, jestliže index teploty vzduchu nebo sněhu překročí určitou hodnotu (autoři používali 0,5 °C), hustota sněhu překročí 200 kg.m⁻³, SWE klesá, hustota klesá a narůstá výška sněhu. U chyb z nadhodnocení jsou základní podmínky pro teplotu a hustotu shodné, liší se však zbylé tři parametry: narůstá SWE, nárůst hustoty překročí určitou prahovou hodnotu a dochází k poklesu výšky sněhu. Podchycením těchto prahových událostí lze detekovat a opravit úseky s chybnými měřeními.

3) Techniky založené na elektrických vlastnostech sněhu

Zjišťování vlastností sněhu založené na principu měření elektrických a dielektrických veličin sněhu předpokládá minimální mechanické a chemické znečištění sněhu – sníh bez přísad, které mohou výrazně ovlivňovat jeho elektrické vlastnosti. Mezi vlastnosti sledované těmito metodami kromě SWE patří také výška sněhu, hustota, vlhkost, případně též vrstvení sněhu. Přehled několika čidel vlhkosti založených na tomto principu popisuje např. STACHEDER et al. (2009).

Časová reflektometrie

Technika časové reflektometrie (Time Domain Reflectometry - TDR) je široce využívána pro určování obsahu nezmrzlé vody v půdě, byla také využita pro zjišťování obsahu nezmrzlé vody ve sněhu (STEIN, KANE 1983; STEIN et al. 1997). Pro zjišťování hustoty sněhu byla poprvé testována SCHNEEBELIM a DAVISEM (1992). SCHNEEBELI et al. (1998) vyvinuli TDR čidla pro průběžné monitorování hustoty a vlhkosti sněhu. Při nezávislém měření výšky sněhu lze z údajů o hustotě dopočítat také SWE. U suchého sněhu (sníh bez obsahu vody v kapalně formě) mohou být touto technikou sledovány změny hustoty menší než 5 kg.m⁻³ i malé obsahy kapalné vody. V průběhu dlouhodobého sledování se však projevují chyby měření při povrchu sněhu, vzniklé vytvářením vzduchových kapes v okolí čidel (SCHNEEBELI et al. 1998). Pro vyhodnocení spolehlivosti dat o obsahu kapalné vody v průběhu dlouhodobějšího měření jsou nutná kontrolní měření dodatečnými způsoby.

SPA Analyzer

V současnosti komerčně dostupné pásy systému SPA Analyzer byly původně vyvíjeny v rámci mezinárodního projektu Snowpower (SOMMER, FIEL 2010), testovány ve švýcarských Alpách (STÄHLI et al. 2004) a v Kanadě (NIANG et al. 2006) a označovány také nízkofrekvenční impedanční pásy (Low Frequency Impedance Band). Metoda byla založena na měření dielektrické konstanty sněhu na několika frekvencích jak v pásmu kilohertz (nízkofrekvenční analyzér impedance), tak megahertz (běžný TDR analyzér) s cílem současného měření hustoty sněhu, SWE a obsahu kapalné vody (STÄHLI et al. 2004; NIANG et al. 2006). Pro určení průměrné hustoty SWE a vlhkosti se nízkofrek-

venční měření ukázala jako dostatečná, proto byla měření na bázi TDR postupně vyloučena. Je využíváno skutečnosti, že dielektrická konstanta ledu v pásmu kilohertz silně kolísá s frekvencí, více frekvencí tak umožňuje odlišení obsahu kapalné vody a ledu. V komerčně dostupném produktu je až 10 m dlouhý trojvodičový plochý kabel (pás) umístěn buď horizontálně pro sledování transektu v dané výšce nad zemí (vrstvě sněhu), nebo šikmo vzhůru od povrchu země ke stabilizačně-řídícímu stožáru, čímž umožňuje posuzovat výškovou variabilitu sledovaných parametrů (SOMMER, FIEL 2010). Vliv teploty na naměřené veličiny je automaticky softwarově kompenzován. Při šikmém uložení pásu vibrace měřidla způsobená větrem formují okolo pásu kapsy (STÄHLI et al. 2004). Chybné hodnoty jsou vyhodnocovány také v případě výskytu námrazy na pásu měřidla.

Senzory rádiových vln

Sněžná vidlice (Snow fork) je ruční zařízení složené z antény o dvou špicích, která je vsunuta do sněžové vrstvy. Umožňuje určit hustotu a vlhkost sněhu na základě skutečné a imaginární vodivosti a tlumení vln s frekvencí okolo 1 GHz. Princip měření nejprve použili SIHVOLA a TIURI (1986). KENDRA et al. (1994) popisují obdobné zařízení s vyšší přesností a prostorovým rozlišením, další rozvoj prezentovali STEIN et al. (1997), podobný princip využil i MÄTZLER (1996). Zařízení na tomto principu lze použít pro prostorový monitoring vlastností sněhu, při stacionárním použití dochází k formování vzduchových kapes kolem sond.

Ploché kapacitní zařízení pracující na rádiových frekvencích (20 MHz), které umožňuje zaznamenávat hustotu sněhu a obsah kapalné vody v několika úrovních, popisuje DENOTH (1994). Později vyvinul anténu pro záznam vlhkosti sněhu (monopole antenna, DENOTH 1997, 2008). Nevýhodou obou těchto zařízení jsou jejich poměrně velké rozměry, které jsou opět negativním předpokladem pro tvorbu vzdušných kapes při jejich dlouhodobější instalaci.

Georadar (ground penetrating radar - GPR)

GPR je technika založená na principu měření změn elektromagnetického záření, vyvinutá primárně pro monitoring nehlubokých vrstev pod povrchem země, stavebních materiálů, cest a mostů (DANIELS 2000). Systémy GPR vysílají elektromagnetické vlny o frekvencích mezi desítkami megahertz a desítkami gigahertz. Při aplikaci pro měření vlastností sněhu (výška, hustota, přepočtem pak SWE) se vlny odrážejí od rozhraní mezi půdou a sněhem a od přechodů mezi jednotlivými vrstvami sněhu s rozdílnou strukturou nebo hustotou. Měřenými parametry mohou být čas odrazu od povrchu (času návratu signálu), frekvence a amplituda signálu. Pro aplikaci na měření SWE je využitelný radar v modu jednoduchého odrazu, který spolu s nezávislými měřeními výšky sněhu umožňuje za příznivých podmínek odhadnout průměrné hodnoty hustoty sněhu s přesností 5 až 10 % až do 2–3metrové vrstvy sněhu (GODIO 2009).

Problémy v interpretaci získaných dat nastávají, jestliže je ve sněhu přítomná voda v kapalně formě, nebo pokud se vyskytuje výrazná horizontální variabilita hustoty sněhu (ANDERSEN et al. 1987; KILLINGTVEIT, SAND 1988). Laboratorní pokusy však ukazují na lineární vztah mezi vlhkostí sněhu a elektrickou vodivostí při určité radarové frekvenci (GRANLUND 2007; GRANLUND et al. 2009), přičemž vliv měnící se salinity na elektrickou vodivost sněhu se zdá být s ohledem na vlhkost zanedbatelný (GRANLUND et al. 2010). Kromě toho je někdy obtížné určení času odrazu, např. v případě, že je malý rozdíl v dielektrických vlastnostech sněhu a půdy (LUNDBERG et al. 2010). Pro překonání této nevýhody HEILIG et al. (2008) prezentují koncepci GPR systému s vertikálně pohyblivou anténou umístěnou na povrchu země, který bez problému umožňuje odlišení rozhraní sněhu a vzdu-

chu. Nevýhodou však je nutnost dutého prostoru pro uložení antény pod masou sněhu.

Velkou výhodou metod založených na radarovém měření je jejich operativnost. Měření mohou být kromě stacionárního monitoringu určitého místa prováděna ze sněžných skútrů nebo letadel a zahrnout rozsáhlá území, i když GPR nejsou vhodné pro měření v hustých lesích a na prudkých svazích. Nevýhodou metody je obtížná a zdlouhavá interpretace měření, mající značné nároky na osobu zpracovatele (LUNDBERG et al. 2010). Na měření vodní hodnoty sněhu byly testovány georadary založené na principu impulsových radarů a radarů vysílající stálou vlnu (CW).

Systémy impulsových radarů vysílají krátké impulzy obsahující spektrum frekvencí koncentrovaných okolo určité maximální frekvence. Tato frekvence, volená většinou v rozsahu méně než 2 GHz, umožňuje vertikální rozlišení větší než 6–8 cm. Aby mohl být přiměřeně interpretován přijatý signál, musí tyto systémy zaznamenávat vzorky o frekvenci minimálně čtyřikrát vyšší než je tato maximální frekvence (MARSHALL, KOH 2008).

Dochází k porovnávání přijatého signálu vůči referenčnímu, kterým většinou bývá přímá vlna mezi vysílačem a přijímačem. Amplituda může být měřena buď přímo v časové oblasti, nebo ve frekvenční oblasti při využití metody poklesu centroidu frekvence (CFDS, LIU et al. 1998).

Při známé rychlosti prostupu vln sněhem a bez přítomnosti kapalné vody ve sněhu může být hustota sněhu počítána pomocí empirické rovnice (LUNDBERG et al. 2000). Na druhé straně, pokud je známá hustota, podle stejné rovnice je možné určit rychlost šíření vln. Výšku sněhu je pak možné získat z hodnot času návratu a rychlosti šíření, SWE je dopočítána z výšky a hustoty sněhu. Uvádí se, že v některých případech může být dostatečně odhadnout SWE přímo z času odrazu pomocí obecné empirické rovnice (ULRIKSEN 1982) nebo výběrem empirického vzorce pro hustotu sněhové vrstvy měřenou ručně na jednom nebo více místech (LUNDBERG et al. 2000). Při výskytu kapalné vody ve sněhu nebo kolísání hustoty sněhu v průřezu sněhové vrstvy (zvláště při přítomnosti ledových vrstev) dochází k nepřesnostem odhadů výšky a SWE (BRADFORD et al. 2009).

Sestavy vzniklé spojením několika antén impulsních radarů umístěných v řadě v určité vzdálenosti od sebe tak, aby cesty radarových vln měly společný reflexní bod na povrchu země, umožňují odhady SWE zpřesnit. Násobná měření těchto antén umožňují vypočítat rychlost průchodu radarových vln a výšku sněhu pomocí metody běžného středu (CMP, GUSTAFSSON 2006). Ani toto spojení více radarů však neřeší přesnost určení hustoty za přítomnosti kapalné vody v profilu sněhu (LUNDBERG et al. 2010).

BRADFORD, HARPER (2006) navrhli řešení problému mokrého sněhu: použili rychlou Fourierovu transformaci pro určení frekvencí vyslaných a přijatých (odražených) signálů. Tyto frekvence slouží k výpočtu sklonu lineární funkce vztahu mezi tlumením radarových vln a frekvencí v daném médiu pomocí metody posunu frekvencí (BRADFORD 2007). Parametr spolu s rychlostí šíření jsou použity pro určení celkové složky elektrické permitivity, což vede ke stanovení obsahu kapalné vody ve sněhu a zlepšenému odhadu SWE (BRADFORD et al. 2009).

Radary se stálou vlnou. *Kmitočtově regulované radarové systémy (FMCW)* vysílají stálý sinusoidní signál s frekvencí lineárně se měnící v čase v určitých mezích (MARSHALL et al. 2008). Tyto systémy mohou generovat frekvence až 40 GHz, což umožňuje vertikální rozlišení 1–3 cm. Přijímaný signál je vzorkován na frekvenci kilohertz, tzn. o několik řádů níže než je frekvence vyslaného signálu. Cena takového zařízení je tak v porovnání s impulsními radary příznivější

(LUNDBERG et al. 2010). Přehled technologie FMCW a její aplikace pro výzkum sněhu zpracovali MARSHALL, KOH (2008).

Při vyhodnocování dat systému FMCW je přijatý signál smíšen s replikou vyslaného signálu (častěji počítačově generovaná než zaznamenaná anténou), a rozdíl frekvencí obou signálů je získán pomocí rychlé Fourierovy transformace. Rozdíl frekvencí, rozpětí frekvencí (rozdíl mezi maximální a minimální frekvencí) a celková doba změny frekvence jsou využity pro výpočet doby návratu radarových vln (YANKIELUN et al. 2004; MARSHALL, KOH 2008). Podobně jako v případě impulsního radaru je hloubka sněhu získána na základě doby návratu, jestliže je známá rychlost šíření radarových vln, nebo odhadnuta z nezávislého měření hustoty sněhu. Nakonec je vypočítána SWE z hustoty a výšky sněhu. Tuto metodu lze použít při měření suchého sněhu, jinak je nutné určit a započítat obsah kapalné vody. Výrazné kolísání hustoty ve sněhovém profilu vede opět ke snížení přesnosti odvozených hodnot SWE.

Radary FMCW jsou dále používány pro stanovení stratigrafie sněhu, zvláště vícepásmové systémy dosahují dobrých výsledků (KOH et al. 1996). Při kombinaci výzkumu stratigrafie sněhu s manuálním měřením hustoty v sondách mohou být sledovány vrstvy o shodné hustotě v průřezu celé linie měření (transektu).

Radarové systémy s *krokovou regulací kmitočtu (SFCW)* jsou ve své podstatě odnoží FMCW systémů. Vysílají stálý signál, který přechází mezi několika frekvencemi a v každém kroku mění frekvenci o stejnou velikost. Konstantní je také délka každého kroku, což umožňuje znát celkovou dobu změny frekvence (IIZUKA et al. 1984). Radarové systémy SFCW mají však vhodná omezení jako systémy FMCW.

Kombinace elektromagnetických zařízení (GPR, TDR, a WCR)

V rámci projektu SnowRKnown, zaměřeného na výzkum SWE v měřítku povodí a vývoj nových zařízení byla testována kombinace tří technik založených na měření elektromagnetických vlastností sněhu. Jedná se o georadar, přístroj na principu časové reflektometrie a reflektometr obsahu vody (Water Content Reflectometry - WCR) – (BAL et al. 2009). Kombinace technik umožňuje rychlý a poměrně přesný monitoring výšky a hustoty sněhu a zpřesněný odhad SWE v rámci územního celku (DELLAVEDOVA et al. 2010). Spojení jednotlivých metod s omezeními každé z nich přináší výhodu vzájemné podpory získaných dat, nevýhodou je značná nákladnost systému aparatur i realizovaného měření a výpočetní náročnost při zpracování výsledků.

4) Techniky založené na tlumení záření

Mezi techniky zjišťování SWE na principu měření útlumu (absorpce) záření při průchodu sněhovou vrstvou patří aktivní a pasivní neutronové sondy a sondy měřící tok záření gama, ať již kosmického původu emitovaného Zemí, nebo pocházejícího z aktivních zářičů. Možnosti použití aktivního gama záření pro tyto účely byly testovány v 60. až 70. letech 20. století také v České republice (MARTINEC 1957, 1965). S rozvojem techniky dochází k zmenšování velikosti a zvyšování citlivosti zařízení.

Neutronové sondy

Aktivní. Zařízení pro zjišťování vodní hodnoty sněhu pomocí měření útlumu radioaktivního neutronového záření jsou tvořeny zdrojem záření, který vysílá vysokoenergetické neutrony a detektorem měřícím pomalé nízkoenergetické neutrony. Vyzářené rychlé neutrony přecházejí na pomalé při kolizi s vodíkem, množství vodíku je přímo úměrné obsahu vody. Aktivní neutronové sondy původně navržené pro zjišťování hustoty půdy byly testovány pro sledování změny SWE (HARDING

1986). Při testování bylo pozorováno odtávání sněhu kolem vertikálních prvků pro vstup neutronů. Vzhledem k nevýhodám plynoucím z manipulace s radioaktivním zdrojem se nepředpokládá další rozvoj metody (LUNDBERG et al. 2010).

Pasivní. Rychlé neutrony – neutrony o střední energetické hladině (1–2 MeV) – jsou přirozeně generovány na povrchu země působením kosmického záření. Tyto neutrony silně reagují na přítomnost vodíku, respektive vody na povrchu nebo v blízkosti povrchu země. Metoda založená na měření toku přírodních neutronů byla s úspěchem využita pro monitoring vlhkosti půdy (ZREDA et al. 2008; VILLARREYES et al. 2011). Nástup sněhu výrazně redukuje intenzitu vyzařování. Na základě této skutečnosti DESILETS et al. (2010) popisují potenciál moderních detektorů rychlých neutronů (MASCARENHAS et al. 2009) pro měření parametrů sněhu. Po instalaci sondy na sněžné skútry bylo možné techniku využít i pro mapování větších územních celků. Z použití metody pro měření vlhkosti půdy vyplývá nevýhoda nestálé velikosti plochy, pro kterou je daný výsledek reprezentativní, i nekonstantní hloubkový dosah měření v závislosti na vnějších podmínkách prostředí (VILLARREYES et al. 2011). Problémy mohou také nastat při odlišení půdní vody a SWE. Aplikace metody pro měření SWE vyžaduje další výzkum.

Gama sondy

Aktivní. U aktivních gama sond se využívá slabě radioaktivní zdroj záření umístěný na povrchu země, nad povrchem sněhu je toto záření zaznamenáváno. Současné scintilátory (látky, které po dopadu ionizujícího záření vyzařují slabé pulsy světla – scintilují) a s nimi spojená elektronika (detektory, čítače) jsou malé a energeticky nenáročné. Probíhající testy prototypů gamazáříčů ve Finsku a Švédsku naznačují, že by technika pro hodnoty SWE do 300 mm mohla dobře pracovat se zdrojem slabého záření (Cs137 o síle 370 K bq) umístěným na povrchu půdy v kombinaci se scintilátorem umístěným nad sněhem (LUNDBERG et al. 2010). Při větší SWE může být citlivost vylepšena použitím silnějšího zdroje. Prototypy těchto zařízení jsou stále ve vývoji.

Výsledky dosavadního výzkumu ukazují, že sonda založená na aktivním gama záření má potenciál přesnějších výsledků měření než manuální odběr vzorků (gravimetrická měření, BLAND et al. 1997). Je totiž schopna zahrnout do hodnot SWE také ledové vrstvy utvořené poblíž povrchu půdy. Technika je nezávislá na terénu i typu sněhu. Při umístění druhého scintilátoru v půdě pod zdrojem lze současně měřit také kolísání vlhkosti ve vrchní vrstvě půdy (LUNDBERG et al. 2010). Nevýhodou zůstává radioaktivní zdroj vyžadující určitá bezpečnostní opatření.

Pasivní. Vysoce energetická část gama kosmického záření stále proudící zemskou atmosférou částečně proniká sněhovou vrstvou. Tlumení kosmického záření je v exponenciálním vztahu k hmotě média, kterým prochází (GEHRKE 1997; OSTERHUBER et al. 1998). Při měření rozdílu mezi přicházejícím a tlumeným zářením o energetické hladiny mezi 5 a 15 MeV lze přesně a spolehlivě zjišťovat celkovou vodní hodnotu sněhové vrstvy (GEHRKE 1997). Pro teploty pod $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ byla zjištěna potřeba korekce na teplotu přístroje (OSTERHUBER et al. 1998).

Pro měření kosmického záření se instalují dvě čidla, jedno se připevňuje na povrch půdy a druhé okolo 10 m nad zem (LUNDBERG et al. 2010). Dopadající kosmické záření na čidlech generuje slabé záblesky světla, které jsou detekovány a měřeny fotodiodami. Z rozdílu hodnot na obou přístrojích lze vypočítat SWE. Kosmická radiace je spojena se sluneční aktivitou a kolísá se zeměpisnou šířkou a v čase. Lokální variabilita kosmického záření je malá, čidlo pro přicházející záření (v 10 m) může být referenčním pro větší územní celky.

Přestože většina přirozeného záření gama na zemi je vesmírného původu, *zemské jádro* vyzařuje záření tohoto charakteru také (BISSEL, PECK 1973). Na principu měření dávek přirozeného záření gama o energetické hladině draslíku (^{40}K , 1.46 MeV) a thalia (^{208}Tl , 2.61 MeV) bylo vyvinuto zařízení monitorující vodní hodnotu sněhu i vlhkost půdy (CHOQUETTE et al. 2008a, 2008b). Čidlo nasměrované svisle k zemi se sestává z kolimátoru definujícího prostorový úhel a odcloňujícího vliv kosmického záření, scintilátoru detekční jednotky a ohřívacího zařízení. Čidlo načítá dávky záření za určité časové období. Časová i prostorová rozlišovací schopnost zařízení se odvíjí od intenzity přirozeného záření bez přítomnosti sněhu na dané lokalitě (CHOQUETTE et al. 2008a). U komerčně dostupné varianty jsou běžně zaznamenávány hodnoty v 24hodinových intervalech při instalaci čidla ve výšce 3 m nad zemí; naměřené hodnoty obvykle reprezentují 50–100 m^2 (Campbell Scientific 2011). Přesnost odhadu SWE je do vodní hodnoty 400 mm udávána 5–10 % (CHOQUETTE et al. 2008a), výrobce komerčního přístroje popisuje uplatnění až do vodní hodnoty sněhu 600 mm (Campbell Scientific 2011). Výhodou řešení je bezkontaktní měření vodní hodnoty, konstrukce závěsu má minimální vliv na ukládání a odtávání sněhu, není nutná úprava terénu. Měření probíhá i za nepříznivého počasí, výsledky jsou nezávislé na charakteru sněhu nebo ledu (Campbell Scientific 2011). Hodnoty měření jsou však odvislé od homogenity přirozené hladiny gama záření na lokalitě, detekční schopnost metody závisí na citlivosti přijímačů. Měření podává informaci o průměrné hodnotě SWE za měřenou periodu, která v některých případech (např. intenzivní tání) může být dlouhá.

5) Technika založená na principu akustiky

V posledních letech byly provedeny pokusy určování SWE na principu nedestruktivní a časově nenáročné metody postavené na teorii prostupnosti zvuku (KINAR 2007; KINAR, POMEROY 2007, 2008a). Technika využívá dva měniče umístěné těsně nad povrchem sněhu, které průběžně vysílají a přijímají slyšitelné zvukové signály. Na základě modulace odražených zvukových vln je odhadována SWE. Dosavadní měření potvrzují korelaci mezi hodnotami SWE získanými touto technikou a gravimetricky pro suchý sníh (až 0,86). V případě mokrého sněhu byla korelace výrazně nižší (0,30), také přítomnost silně drenážívaného sněhu s vyšším obsahem kapalné vody a vytváření většího počtu vrstev sněhu snižuje přesnost měření (KINAR 2007; KINAR, POMEROY 2007). Akusticky zjištěné vrstvy byly většinou podhodnoceny. Další vývoj by měl směřovat k určení maximálně efektivních frekvencí vlnových délek vhodných pro aplikaci této techniky, k zpřesnění modelu výpočtu SWE zahrnutím parametru vlhkosti sněhu a vytvoření matematického modelu interakce zvukové vlny a vrstev ledu a vegetace (KINAR, POMEROY 2008b).

6) Využití globálního polohového systému (GPS)

Metody na bázi vícecestných GPS přijímačů byly již rozvinuty pro měření vlhkosti půdy (LARSON et al. 2008) a výšky sněhu (LARSON et al. 2009). Na úrovni rozboru problematiky a primárních terénních pokusů byla v nedávné době rozpracována teorie možnosti využití globálního polohového systému pro sledování výšky, hustoty a odvozeně též vodní hodnoty sněhu (JACOBSON 2010). Výpočet je prováděn pomocí metody nelineárních nejmenších čtverců. Vstupy do tohoto algoritmu jsou přímý satelitní signál a signál při povrchu země odražený pomocí vysoce citlivého pozemního reflektoru GPS signálu. Signály jsou přijímány směrovou anténou umístěnou v určité výšce nad sněhem. Autor uvažuje také o možnosti odvozovat parametry sněhu bez využití reflektoru, za předpokladu ploché zmrzlé půdy pod sněhem. K zámrazu půdy pod sněhem však např. v ČR dochází většinou jen v nižších nadmořských výškách a při nižší výšce sněhu, časté je střídání promrznutí a opětného rozmrznutí v průběhu jarního

období (např. POKLADNÍKOVÁ et al. 2005). Aplikace metody je v začátcích, pokračující teoretický vývoj by měl zahrnout charakter sněhu a jeho vrstvení, povrchové vlastnosti sněhu a zmrzlé půdy a stanovit požadavky na konfiguraci GPS antény (JACOBSON 2010).

ZÁVĚR

Z přehledu dostupných technik zjišťování vodní hodnoty sněhu vyplývají jednak přednosti jednotlivých řešení, ale také jejich omezení a nedostatky. Překážkou zamezující jednoduché řešení měření vodní hodnoty sněhu je trojfázovost skupenství vody ve sněhu, jeho proměnlivost, převívání, formování vrstev i potřeba nerušeného energetického kontaktu s půdou.

Jako perspektivní se z popisovaných technik pro bodové či omezené lokální měření SWE jeví zejména váhové systémy za předpokladu technického omezení chyb vzniklých zavěšováním sněhu. Dále lze příznivé výsledky očekávat od technologií založených na měření útlumu záření sněhem. Zvláště se jedná o záření gama, využití přírodních neutronových sond je v začátcích.

Z průřezu metodami je zřejmé, že cesta k ideální technologii umožňující dostatečně přesně, s dostatečnou časoprostorovou rozlišovací schopností a v rámci rozumných nákladů monitorovat vývoj vodní hodnoty sněhu je stále otevřená.

Poděkování:

Příspěvek vznikl za podpory výzkumného projektu TAČR TA01020673 „Vývoj přístroje a metodiky na kontinuální stanovení vodní hodnoty sněhu v terénu“ a výzkumného záměru MZE0002070203 „Stabilizace funkcí lesa v antropogenně narušených a měnících se podmínkách prostředí“.

LITERATURA

- ANDERSEN T., LUNDTHEIGEN-FOSSDAL M., KILLINGTVEIT A., SAND K. 1987. The snow radar: a new device for areal snow depth measurements. In: "Hydropower 87" International Conference Norwegian Hydrotechnical Laboratory Bulletins. Trondheim, Norway. June 30-July 2, 1987: 269-274.
- ANDERTON S. P., WHITE S. M., ALVERA B. 2004. Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrological Processes*, 18: 435-453.
- AZAR A. E., GHEDIRA H., ROMANOV P., MAHANI S., TEDESCO M., KHANBILVARDI R. 2008. Application of satellite microwave images in estimating snow water equivalent. *Journal of the American Water Resources Association*, 44: 1347-1362.
- BAL G., BEVILACQUA I., CREMONESE E., DELLAVEDOVA P., DIOTRI F., FERRARIS S., FRIGO B., GODIO A., LETEY S., MORRA DI CELLA U., POGLIOTTI P., PREVIATI M., REGE R. 2009. Innovative devices for the SWE estimation at the basin scale: a field study in the Western Alps. In: International Snow Science Workshop. 27 September to 2 October 2009, Davos, Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL: 175-179.
- BECKERS J., SMERDON B., WILSON M. 2009. Review of hydrologic models for forest management and climate change applications in British Columbia and Alberta. Kamloops, BC, Forrex: 166 s. Forrex series, 25.
- BEREZOVSKAYA S., KANE D. L. 2007. Measuring snow water equivalent for hydrological applications: part 1, accuracy of observations. In: Filatov, N. et al. (eds.): 16th International Northern Research Basins Symposium and Workshop. *Proceedings. Petrozavodsk, Russia, 27 August - 2 September, 2007*. Petrozavodsk, Karelskij naučnýj centr: 29-35. Dostupné též na World Wide Web: http://www.northernresearchbasins.com/16nrb_proceedings.pdf [cit. 25. 02. 2012]
- BERCHA Š., ŘIČICOVÁ P., NĚMEC L. 2007. Posouzení reprezentativnosti měření vodní hodnoty sněhu při jarní povodni 2006. In: Sborník příspěvků ze semináře „12. Stretnutie snehárov“. Telgárt. Zvolen, Technická univerzita Zvolen: 50-58.
- BISSEL V.C., PECK E. L. 1973. Monitoring snow water equivalent by using natural soil radioactivity. *Water Resources Research*, 9: 885-890.
- BLAND W.L., HELMKE P.A., BAKER J.M. 1997. High-resolution snow-water equivalent measurement by gamma-ray spectroscopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 83: 27-36.
- BRADFORD J.H., HARPER J.T. 2006. Measuring complex dielectric permittivity from GPR to estimate liquid water content in snow. In: SEG international exposition and 76th annual meeting 2006. SEG New Orleans, October 1 – 6, 2006, Louisiana, USA. Tulsa, Okla., Society of exploration geophysicists: 1352-1356.
- BRADFORD J.H. 2007. Frequency-dependent attenuation analysis of groundpenetrating radar data. *Geophysics*, 72: J7-J16.
- BRADFORD J.H., HARPER J.T., BROWN J. 2009. Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime. *Water Resources Research*, 45: 1-12. Doi: 10.1029/2008WR007341
- CAMPBELL SCIENTIFIC, Inc. 2011: GMON3 Snow Water Equivalency Sensor. Instruction manual. [online]. [cit. 12.01.2012]. Dostupné na World Wide Web: www.campbellsci.ca/Catalogue/GMON_Man.pdf
- CLIFFORD D. 2010. Global estimates of snow water equivalent from passive microwave instruments: history, challenges and future developments. *International Journal of Remote Sensing*, 31: 3707-3726.
- COX L.M., BARTEE L. D., CROOK A. G., FAMES P. E., SMITH J. L. 1978. The care and feeding of snow pillows. In: Western Snow Conference, 46th annual meeting, Otter Rock, Oreg.: 40-47.
- ČHMÚ. 2009. Měření a vyhodnocování parametrů sněhové pokrývky. In: Hydrologická ročenka České republiky - 2008. Praha, Český hydrometeorologický ústav: 133-136.
- DANIELS J. J. 2000. Ground penetrating radar fundamentals. Prepared as an appendix to a report to the U.S.EPA, Region V. Nov. 25, 2000: 21 s. [on-line]. [cit. 21.02.2012]. Dostupné na World Wide Web: <http://www.geology.ohio-state.edu/~jeff/Library/BASICS.PDF>
- DEGAETANO A. T., O'ROURKE M. J. 2004. A Climatological Measure of Extreme Snowdrift Loading on Building Roofs. *Journal of Applied Meteorology*, 43: 134-144.
- DELLAVEDOVA P., FRIGO B., GODIO A., REGE R., BEVILACQUA I., FERRARIS S., PREVIATI M., BORGOGNO MONDINO E., CREMONESE E., MORRA DI CELLA U. 2010. Il progetto SNOWRKNOWN: Metodologie innovative per la stima dello SWE a scala di bacino. *Neve e Valanghe*, 69: 26-35.
- DENOTH A. 1994. An electronic device for long-term snow wetness recording. *Annales of Glaciology*, 19: 104-106.

- DENOTH A. 1997. Monopole-antenna: a practical snow and soil wetness sensor. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 35: 1371-1375.
- DENOTH A. 2008. 40 years of snow physics at the University of Innsbruck, Austria: an overview of basic studies, development of instruments and results. In: *International Snow Science Workshop (ISSW) 2008*. Whistler, Canada, 21st – 27th September 2008. Amsterdam, Elsevier: 958-962. Dostupné též na World Wide Web: http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/P__8157.pdf [cit. 25. 02. 2012]
- DESILETS D., ZREDA M., FERRÉ TY P. A. 2010. Nature's neutron probe: Land surface hydrology at an elusive scale with cosmic rays. *Water Resources Research*, 46, W11505: 7 s. Doi:10.1029/2009WR008726
- DURAND M. 2011. Snow Water Equivalent. In: Singh, V. P. et al. (eds.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht, Springer: 1070-1071.
- EGLI L., JONAS T., MEISTER R. 2009. Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Regions Science and Technology*, 57: 107-115.
- FRYČ T. 2011. Měření sněhu v Jizerských horách a Krkonoších. [online]. [cit. 18. 02. 2012]. Dostupné na World Wide web: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1301344039>
- GEHRKE F. 1997. Detector for determining snow water content based on attenuation of cosmic radiation. In: *Eastern Snow Conference. 54th annual meeting, May 4-8, 1997, Banff, Alberta, Canada; joint meeting with the 65th annual Western Snow conference. Banff, Alberta: 289-293.*
- GODIO A. 2009. Georadar measurements for the snow cover density. *American Journal of Applied Sciences*, 6: 414-423.
- GRANLUND N. 2007. Improving snow water equivalent estimates with ground penetrating radar: laboratory test of snow wetness influence on electrical conductivity of snow. Master's Thesis. Luleå University of technology: 38. Dostupné též na World WideWeb: <http://epubl.ltu.se/1402-1617/2007/202/LTU-EX-07202-SE.pdf> [cit. 05.02.2012].
- GRANLUND N., LUNDBERG A., FEICCABRINO J., GUSTAFSSON D. 2009. Laboratory test of snow wetness influence on electrical conductivity measured with ground penetrating radar. *Hydrology Research*, 40: 33-44.
- GRANLUND N., LUNDBERG A., GUSTAFSSON D. 2010. Laboratory study of the influence of salinity on the relationship between electrical conductivity and wetness of snow. *Hydrological Processes*, 24: 1099-1085.
- GUSTAFSSON D. 2006. Measurements of snow water equivalent using multiple-offset ground-penetrating radar. *Geophysical Research Abstracts*, 8: 09552.
- HANČAROVÁ E. 2006. Využití výsledků měření sněhové pokrývky pro modelování předpovědí průtoků. In: 11. *Stretnutie sneharov. Sborník ze semináře. Jablonec nad Nisou, 21. – 23. 3. 2006. Praha, ČHMÚ: 52-58.*
- HARDING R.J. 1986. Exchange of energy and mass associated with a melting snowpack. In: Morris, E.M. (ed.): *Modelling snowmelt induced processes: proceedings of a symposium held during the 2. Scient. Assembly of the Internat. Assoc. of Hydrolog. Sciences at Budapest, Hungary, July, 1986. Wallingford, Oxfordshire: 3-15. IAHS publication, 155.*
- HEILIG A., SCHOBER M., SCHNEEBELI M., FELLIN W. 2008. Next level for snow pack monitoring in real-time using Ground-Penetrating Radar (GPR) technology. In: *International Snow Science Workshop (ISSW) 2008*. Whistler, Canada, 21st – 27th September 2008. Amsterdam, Elsevier: 111-117.
- HOLKO L., SOKRATOV S.A., SHMAKIN A.B., KOSTKA Z. 2009. Simulation of snow water equivalent by mathematical models of different complexity. *Materiály Glyatsiologicheskikh Issledovanij [Data of Glaciological Studies]*, 107: 72-80.
- CHOQUETTE Y., LAVIGNE P., NADEAU M., DUCHARME P., MARTIN J.P., HOUDAYER A., ROGOZA J. 2008a. GMON, a new sensor for snow water equivalent via gamma monitoring. In: *International Snow Science Workshop (ISSW) 2008*. Whistler, Canada, 21st – 27th September 2008. Amsterdam, Elsevier: 802-807. Dostupné též na World Wide web: http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/P__8132.pdf [cit. 25. 02. 2012]
- CHOQUETTE Y., LAVIGNE P., DUCHARME P., HOUDAYER A., MARTIN J. P. 2008b. Apparatus and method for monitoring snow water equivalent and soil moisture content using natural gamma radiation. [on-line]. United States Patent Application Publication, Pub. No.: US 2008/0164407 A1, Issued patent US7800051 (Issue date Sep 21, 2010). [cit. 18. 01. 2012]. Dostupné na World Wide Web: <http://www.google.com/patents/US20080164407>
- IZUKA K., FREUNDORFER A. P., WU K. H. 1984. Step-frequency radar. *Journal of Applied Physics*, 56: 2572.
- JACOBSON M.D. 2010. Inferring snow water equivalent for a snow-covered ground reflector using GPS multipath signals. *Remote Sensing*, 2: 2426-2441.
- JENÍČEK M., TAUFMANNOVÁ A. 2010. Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu - výběr z výsledků výzkumu katedry fyzické geografie a geoekologie PŘF UK v letech 2009 a 2010. In: Jiráček, J. (ed.): *XV. Mezinárodní stretnutie snehárov. Kouty nad Desnou, Hrubý Jeseník. Praha, ČHMÚ: 43-51.*
- JIRÁK J., SKALÁK P. 2006. Měření vodní hodnoty sněhu v povodí evropských řek. In: 11. *Stretnutie sneharov. Sborník ze semináře. Nová Ves, 21. – 23. 3. 2006. Jablonec nad Nisou, ČHMÚ: 59-67.*
- JIRÁK J. 2007. Testování a provoz automatických stanic pro měření výšky a vodní hodnoty sněhové pokrývky. In: *Sborník příspěvků ze semináře „12. Stretnutie snehárov“.* Telgárt. Zvolen, Technická univerzita Zvolen: 106-110.
- JOHNSON J.B., SCHAEFER G.L. 2002. The influence of thermal, hydrologic and snow deformation mechanisms on snow water equivalent pressure sensor accuracy. *Hydrological Processes*, 16: 3529-3542.
- JOHNSON J.B. 2004. A theory of pressure sensor performance in snow. *Hydrological Processes*, 18: 53-54.
- JOHNSON J.B., MARKS D. 2004. The detection and correction of snow water equivalent pressure sensor errors. *Hydrological Processes*, 18: 3513-3525.
- JOHNSON J.B., GELVIN A., SCHAEFER G. 2007. An engineering design study of electronic snow water sensor performance. In: *Proceedings of the Western Snow Conference, Kailua-Kona, Hawaii, US, April 16-19, 2007. 75th annual meeting. Soda Springs, Western Snow Conference: 23-30.*
- JONES H. G. (ed.) 2001. *Snow ecology — an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems.* Cambridge, Cambridge University Press: 378 s.
- KENDRA J.R., ULABY F.T., SARABANDI K. 1994. Snow probe for in situ determination of wetness and density. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 32: 1152-1159.

- KILLINGTVEIT A., SAND K. 1988. Snow radar: an efficient tool for areal snow pack assessments. In: Applied hydrology in the development of Northern Basins. The Seventh Northern Research Basins Symposium/Workshop. May 25–June 1, 1988, Ilulissat, Greenland. Copenhagen, Danish Society for Arctic Technology.
- KINAR N.J.S. 2007. Acoustic sounding of snow water equivalent. A thesis submitted to the College of Graduate Studies and Research. In partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science in the Department of Geography (Centre for Hydrology) University of Saskatchewan Saskatoon. Saskatoon, University of Saskatchewan: 123 s.
- KINAR N.J., POMEROY J.W. 2008a. Operational techniques for determining SWE by sound propagation through snow: I. General theory. In: Proceedings of the 65th Annual Eastern Snow Conference, 28–30 May 2008, Fairlee, Vermont, USA. Hanover, NH: ERDC-CRREL: 309-323.
- KINAR N.J., POMEROY J.W. 2008b. Operational techniques for determining SWE by sound propagation through snow: II. Instrumentation and testing. In: Proceedings of the 65th Annual Eastern Snow Conference, 28–30 May 2008, Fairlee, Vermont, USA. Hanover, NH: ERDC-CRREL: 19-33.
- KOH G., YANKIELUN N.E., BAPTISTA A. I. 1996. Snow cover characterization using multiband FMCW radars. *Hydrological Processes*, 53: 125-131.
- KULASOVÁ A., BUBENÍČKOVÁ L. 2004. Zpráva o provozu sněhoměrných automatických stanic. ČHMÚ: 10 s.
- LARSON K.M., SMALL E.E., GUTMANN E.D., BILICH A.L., BRAUN J.J., ZAVOROTNY V.U. 2008. Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies. *Geophysical Research Letters*, 35, L24405, 5.
- LARSON K.M., GUTMANN E.D., ZAVOROTNY V.U., BRAUN J.J., WILLIAMS M.W., NIEVINSKI F.G. 2009. Can we measure snow depth with GPS receivers? *Geophysical Research Letters*, 36, L17502, 5.
- LIU L., LANE J.W., QUAN Y. 1998. Radar attenuation tomography using the centroid frequency downshift method. *Journal of Applied Geophysics*, 40: 105-116.
- LUNDBERG A., THUNEHED H. 2000. Snow wetness influence on impulse radar snow surveys theoretical and laboratory study. *Nordic Hydrology*, 31: 89-106.
- LUNDBERG A., THUNEHED H., BERGSTROM J. 2000. Impulse radar snow surveys — influence of snow density. *Nordic Hydrology*, 31: 1-14.
- LUNDBERG A., HALLDIN S. 2001. Snow measurement techniques for landsurface-atmosphere exchange studies in boreal landscapes. *Theoretical and Applied Climatology*, 70: 215-230.
- LUNDBERG A., GRANLUND N., GUSTAFSSON D. 2008. "Ground Truth" Snow Measurements – Review of operational and new measurement methods for Sweden, Norway, and Finland. In: Proceedings of the 65th Annual Eastern Snow Conference, 28–30 May 2008, Fairlee, Vermont, USA. Hanover, NH: ERDC-CRREL: 215-237.
- LUNDBERG A., GRANLUND N., GUSTAFSSON D. 2010. Towards automated 'Ground truth' snow measurements — a review of operational and new measurement methods for Sweden, Norway, and Finland. *Hydrological Processes*, 24: 1955-1970.
- MAROFI S., TABARI H., ABYANEH H. Z. 2011. Predicting spatial distribution of snowwater equivalent using Multivariate Non-linear Regression and Computational Intelligence Methods. *Water Resources Management*, 25: 1417-1435.
- MARSHALL H. P., KOH G. 2008. FMCW radars for snow research. *Cold Regions Science and Technology*, 52: 118-131.
- MARSHALL H.P., KOH G., STURM M. 2008. Ultra-broadband portable microwave FMCW radars for measuring snow depth, snow water equivalent, and stratigraphy: practical considerations. In: XXIX General Assembly of the International Union of Radio Science. Chicago, Illinois, USA, August 9–16, 2008. Chicago, URSI.
- MARTINEC J. 1957. Measurement of the snow-water content with the use of radio cobalt. IASH, General Assembly Toronto, 4: 88-96.
- MARTINEC J. 1965. Design of snow-gauging networks with regard to new measuring techniques. In: Design of Hydrological Networks. Symposium, Québec, juin 15-22, 1965. Gentbrugge, Association internationale d'hydrologie scientifique: 189-198.
- MASCARENHAS N., BRENNAN J., KRENZ K., MARLEAU P., MROWKA S. 2009. Results with the neutron scatter camera. *IEEE Transaction on Nuclear Science*, 56: 1269-1273.
- MÄTZLER C. 1996. Microwave permittivity of dry snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34: 573-581.
- NĚMEC L. 2006. Vodní hodnota sněhové pokrývky. In: 11. Stretnutí sneharov. Sborník ze semináře. Nová Ves, 21. – 23. 3. 2006. Jablonec nad Nisou, ČHMÚ: 41-43.
- NIANG M., BERNIER M., VAN BOCHOVE E., DURAND Y. 2006. Precision of estimated Snow Water Equivalent (SWE) derived from the new sensor SNOWPOWER in Quebec, Canada. *La Houille Blanche*, 2: 128-133.
- OSTERHUBER R., FEHRKE F., CONDREVA K. 1998. Snowpack snow water equivalent measurement using the attenuation of cosmic gamma radiation. In: Proceedings of the Western Snow Conference. Snowbird, UT, US, April 20–23, 1998. Portland, Western Snow Conference: [10 s.]
- POBŘÍŠLOVÁ J., KULASOVÁ A. 2000. Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. *Opera Corcontica*, 37: 113-119.
- POKLADNÍKOVÁ H., ROŽNOVSKÝ J., DUFGOVÁ J. 2005. Promrzání půdy na stanici Bystřice nad Pernštejnem. In: Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds.): Bioklimatologie současnosti a budoucnosti. XV. československá bioklimatologická konference., Křtiny 12. – 14. 9. 2005. Sborník abstraktů. Praha, ČHMÚ: 70.
- PULLIAINEN J. 2006. Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, 101: 257-269.
- RÄISÄNEN J. 2008. Warmer climate: less or more snow? *Climate Dynamics*, 30: 307-319.
- SEKYRA J., KOCIÁNOVÁ M., ŠTURSOVÁ H., KALENSKÁ J., DVOŘÁK I., SVOBODA M. 2002. Frost phenomena in relationship to mountain pine. *Opera Corcontica*, 39: 69-114.
- SCHNEBELI M., DAVIS R.E. 1992. Time-Domain-Reflectometry as a method to measure snow wetness and density. In: Proceedings of the 1992 International Snow Science Workshop. Breckenridge, Colorado, USA, 4-8 October 1992: 361-364.
- SCHNEBELI M., COLEOU C., TOUVIER F., LESAFFRE B. 1998. Measurement of density and wetness in snow using time-domain reflectometry. *Annales of Glaciology*, 26: 69-72.
- SIHVOLA A., TIURI M. 1986. Snow fork for field determination of the density and wetness profiles of a snow pack. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Ge-24: 717-721.

- SOBÍŠEK B., MUNZAR J., KRŠKA K. 1993. Meteorologický slovník výkladový & terminologický. Praha, Ministerstvo životního prostředí České republiky: 594 s.
- SOMMER W., FIEL R. 2010. Snow Pack Analyser (SPA) zur Bestimmung des Schneewasseräquivalents und des Flüssigwasseranteils. Sommer GmbH & Co KG.
- SORTEBERG H.K., ENGESET R.V., UDNAES H.C. 2001. A national network for snow monitoring in Norway: snow pillow verification using observations and models. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial and Planetary Science*: 723-729.
- STACHEDER M., KOENIGER F., SCHUHMAN R. 2009. New Dielectric Sensors and Sensing Techniques for Soil and Snow Moisture Measurements. *Sensors*, 9: 2951-2967.
- STÄHLI M., STACHEDER M., GUSTAFSSON D., SCHLAEGER S., SCHNEEBELI M. 2004. A new in situ sensor for large-scale snow-cover monitoring. *Annals of Glaciology*, 38: 273-278.
- STEIN J., KANE D.L. 1983. Monitoring the unfrozen water content of soil and snow using time domain reflectometry. *Water Resources Research*, 19: 1573-1583.
- STEIN J., LABERGE G., LÉVESQUE D. 1997. Monitoring the dry density and the liquid water content of snow using time domain reflectometry (TDR). *Cold Regions Science and Technology*, 25: 123-136.
- STORCK P., KERN T., BOLTON S. 1999. Measurement of differences in snow accumulation, melt and micrometeorology due to Forest Harvesting. *Northwest Science*, 73 (Special Issue): 87-101.
- STORCK P., LETTENMAIER D. P., BOLTON S. 2002. Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water Resources Research*, 38, article number 1223. Doi: 10.1029/2002WR001281
- STURM M., TARAS B., LISTON G. E., DERKSEN CH., JONAS T., LEA J. 2010. Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes. *Journal of Hydrometeorology*, 11: 1380-1394.
- ŠMÍDL J., ŠANDA M., KULASOVÁ A. 2010. Kontinuální sledování sněhové pokrývky na povodí uhlířská, aplikace metody degree-day. In: Jiráček, J. (ed.): XV. Mezinárodní stretnutie snehárrov. Kouty nad Desnou, Hrubý Jeseník. Praha, ČHMÚ: 35-43.
- TAUFMANNOVÁ A., JENÍČEK M., KUČEROVÁ D., PEVNÁ H., PODZIMEK S. 2010. Výzkum procesů akumulace a tání sněhu v Krušných horách. In: *Hydrologické dny 2010. Voda v měnícím se prostředí. Sborník příspěvků a posterových abstraktů*. 25. – 27. října 2010, Hradec Králové. Praha, ČHMÚ: 493-499.
- ULRIKSEN P. 1982. Applications of impulse radar to civil engineering. Dr thesis. Lund, Lund University of Technology; 179 s.
- VILLARREYES C.A.R., BARONI G., OSWALD S.E. 2011. Integral quantification of seasonal soil moisture changes in farmland by cosmic-ray neutrons. *Hydrology and Earth System Science Discussions*, 8: 6867-6906.
- WARNICK C.C., PENTON V.E. 1971. New methods of measuring water equivalent of snow pack for automatic recording at remote mountain locations. *Journal of Hydrology*, 13: 201-215.
- WESTERN A. W., GRAYSON R. B., BLOSCHL G. 2002. Scaling of soil moisture: A hydrologic perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30: 149-180.
- YANKIELUN N., ROSENTHAL W., DAVIS R.E. 2004. Alpine snow depth measurements from aerial FMCW radar. *Cold Regions Science and Technology*, 40: 123-134.
- ZREDA M., DESILETS D., FERRE T. P. A., SCOTT R. L. 2008. Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons. *Geophysical Research Letters*, 35, L21402: [5 s.]. Doi:10.1029/2008GL035655
- ŽÍDEK D., LIPINA P. 2003. Metodický předpis č. 13. Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČHMÚ. Ostrava, Český hydrometeorologický ústav: 88 s. Dostupné též na World Wide web: http://chmi.eu/OS/pdf/metodicky_navod/MP.pdf [cit. 07.02.2012].

GROUND-BASED METHODS AND TECHNIQUES OF SNOW WATER EQUIVALENT MEASUREMENT: REVIEW**SUMMARY**

Snow water equivalent (SWE) is an important characteristic of snowpack having (beside snow height) its practical application in hydrology. It represents the amount of water contained within the snowpack and can be expressed as height of water column or in units of weight per square meter.

Snow properties measured by manual snow measurements are becoming expensive and less flexible regarding needs and requests of recent run-off models and their applications. Many ground-based techniques of snow water equivalent monitoring have been tested in the last decades; some of them were finally applied in commercial products. Specific properties of snow and natural processes related to snow accumulation, layering and melting cause difficulties of snow water equivalent determination.

The article aims to offer compact review of ground-based methods and techniques of snow water equivalent measuring, describe advantages and disadvantages, experience with their application in the Czech Republic, if any, and outline directions of further development.

Ideal techniques of snow water equivalent registration should: (i) work with respect to environment, (ii) not cause any or only negligible disturbance of snowpack, (iii) not influence radiation, heat and water cycle between soil, snow and atmosphere, (iv) have sufficient time resolution to reflect changes in SWE with an accuracy of 1 mm or less, and (v) work in all terrain and snow types.

Among techniques based on snow mass registration, snow pillows and snow weight systems (snow scales and weighting lysimeters) can be considered. Techniques based on electric properties of snow cover time domain reflectometry methods (TDR), SPA Analyser, several radio wave probes, ground penetrating radar (GPR) techniques (impulse radar and continuous wave systems), and method based on joining of three electromagnetic devices (GPR, TDR and Water Content Reflectometry). Techniques based on attenuation of radiation include active and passive neutron and gamma probes. The review is closed by relatively new acoustic sounding technique and method based on global positioning system (GPS).

From the reviewed techniques the following two seem to be recently the most perspective for snow water equivalent registration: a) snow scale systems, provided that snow bridging failures will be technically reduced, and b) techniques based on measuring of attenuation of radiation by snow layer. Especially gamma radiation probes seem to have good prospects; tests of neutron probes are still at early stages of development. The review of methods and techniques shows that the path to the ideal technique fulfilling all demands and expectations on the SWE measurement and output data is still open.

Recenzováno

ADRESA AUTORA/CORRESPONDING AUTHOR:

Ing. Ondřej Špulák, Ph.D., Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., VS Opočno
Na Olivě 550, 517 73 Opočno, Česká republika
tel.: 494 668 391; e-mail: spulak@vulhmop.cz