

Univerzita Karlova v Praze  
Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie  
Studijní obor: Geografie a kartografie



Martin Pinc

## **POZOROVANÉ A PROJEKTOVANÉ ZMĚNY TEPLoty VZDUCHU V OBLASTI ALP**

**THE OBSERVED AND PROJECTED TEMPERATURE CHANGES IN  
THE ALPINE REGION**

*Bakalářská práce*

Praha, 2020

Vedoucí práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

**Prohlášení:**

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

V Praze, dne .....

Podpis .....

**Poděkování:**

Děkuji panu RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D. za vedení práce a odborný výklad k tématu vývoje počasí a klimatu.

## **Zadání bakalářské práce**

### **Název práce**

POZOROVANÉ A PROJEKTOVANÉ ZMĚNY TEPLoty VZDUCHU V OBLASTI ALP

### **Cíle práce**

Na základě odborné literatury budou shrnuty dosavadní poznatky o vývoji teploty vzduchu v širším prostoru Alp během posledních desetiletí, a to včetně případných rozdílů vzhledem k nadmořské výšce a regionálním odlišnostem. Analogicky budou představeny projektované změny teploty vzduchu do roku 2100, a to v závislosti na uvažovaných emisních scénářích. Rovněž budou prezentovány faktory, které lze považovat za možné příčiny pozorovaných i projektovaných změn.

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Práce má rešeršní charakter, bude vycházet z většího počtu převážně zahraniční literatury. Věnována bude alpské oblasti od úpatí Alp po jejich vrcholové partie.

Datum zadání: 24. dubna 2020

Jméno studenta: Martin Pinc

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

## Pozorované a projektované změny teploty vzduchu v oblasti Alp

### Abstrakt

Práce rešeršního typu porovnává a hodnotí časopiseckou literaturu k danému tématu; s větším zřetelem na Švýcarské Alpy. Úvodní kapitola se věnuje fyzické geografii regionu a připomíná specifika Alp, která hrají roli ve vztahu k cíli práce – oceánsko-kontinentální klima, specifické proudění vzduchu (např. fénovou cirkulaci), orientace svahů, příkrost svahů, sněžná čára, hranice lesa, výskyt ledovců a jezer – zejména pak charakteristiku teplotních poměrů v posledních letech.

Další část práce se věnuje zevrubnější charakteristice v minulosti pozorovaných teplot. Teploty vykazují dlouhodobý trend zvyšování, přičemž toto je patrné zejména od roku 1980. Stálejší je spíše vývoj denních minim než denních maxim. Existuje určitá neshoda mezi porovnáním nižších a vyšších nadmořských výšek co se týče v nich pozorovaného teplotního vývoje, která může být dána metodikou výzkumu. Při pohledu na sezónní vývoj vykazuje největší citlivost na nadmořské výšky zimní období; nejmenší podzimní. Zdá se, že nadmořská výška pro míru oteplování nehraje takovou roli při pohybu nad nulovou izotermou.

Dvě kategorizace emisních scénářů se aplikují při projektování budoucích teplot pomocí globálních i regionálních klimatických modelů, někdy též ve vysokém rozlišení (5 km). Čím větší míra emisí, tím vyšší projektovaná změna teplot. V průměru má roční teplota vzduchu v alpské oblasti stoupnout o 3 °C za 21. století. Podle pesimistického scénáře mohou Alpy důsledkem oteplování ztratit až 94 % ledovcové masy. Vztah nadmořské výšky a míry oteplování je vyhodnocován spíše ve smyslu přímé úměry, tedy většího oteplování ve vyšší nadmořské výšce, ale autoři se v tomto úplně neshodují.

Teplota v Alpách je ovlivňována řadou faktorů. Kromě skleníkových plynů je to albedo, aerosoly v atmosféře, míra dopadajícího záření, oblačnost, výpar vody, hustota zalesnění. Důsledky oteplování mohou být přírodního (řeky a jejich průtok, posun sněžné čáry) i socioekonomického charakteru (alpská turistika a lyžování).

## **The observed and projected temperature changes in the Alpine region**

### Abstract

The paper presents comparison and evaluation of articles literature of the mentioned topic with a focus of the Swiss and Wallis Alps. The first chapter describes the physical geography of the region and mostly reminds us with Alpine specifics related to the paper's goal – ocean-continental climate, typical wind movement (the wind „foehn“), slopes orientation a steepness, snow line, forest bounds, existence of glaciers and lakes – and then mostly characterizes the air temperature in recent years.

The next chapter analyzes observed temperatures in more detail. Temperatures show a long-term trend of increasing, particularly from the year 1980. More steady development is presented by the mean day minimum, rather than maximum. There is some debate when comparing lowlands and highlands – some works show bigger increase in lowlands than in highlands, some vice versa. This might be caused by the research methodology. When analyzing seasonal trends, the highest altitude sensitivity belongs to the winter season; the smallest sensitivity to the autumn. It appears that when above the 0 °C isotherm, the altitude is a small factor of the warming differences.

Two categorisations of the emission scenarios are applied when projecting the future air temperatures – the higher emissions, the higher the projected temperature change. In average the annual Alpine temperature is supposed to increase by 3 °C, by the end of the 21th century. According to one of the emission scenarios, up to 94 % of the Alpine glacier volume is lost by the same time. More evidence show that relation between the altitude and the extent of the warming exists, however there is some debate about that.

Numerous factors influence the Alpine air temperature – greenhouse gases, albedo, aerosols, the extent of incoming radiation, cloud cover, water vaporization, density of forestation. Consequences of the warming are of natural (rivers and their flow, shift of the snow line) and socioeconomical (Alpine tourism and skiing) nature.

# Obsah

<b>1 Úvod .....</b>	<b>1</b>
<b>2 Fyzickogeografický popis Alp .....</b>	<b>2</b>
2.1 Členění Alp .....	2
2.2 Výškopis Alp .....	3
2.2.1 Nejvyšší vrcholy Alp.....	3
2.3 Podnebí Alp a jeho specifika .....	4
2.3.1 Průměrné teploty v Alpách a teplotní extrémý.....	5
2.4 Vodstvo Alp .....	6
2.5 Biota Alp .....	7
<b>3 Pozorované změny teploty vzduchu v alpské oblasti .....</b>	<b>8</b>
3.1 Pozorovaný vývoj teplot – obecná rovina .....	8
3.2 Pozorovaný vývoj teplot – porovnání nižších a vyšších poloh .....	11
3.3 Pozorovaný vývoj teplot ve švýcarských Alpách .....	14
3.4 Pozorovaný vývoj teplot v italských Alpách .....	16
3.5 Dílčí shrnutí .....	19
<b>4 Projektované změny teploty vzduchu v alpské oblasti .....</b>	<b>21</b>
4.1 Nástroje projekcí budoucích teplot vzduchu .....	21
4.1.1 Ansámblové modely.....	21
4.2 Scénáře vývoje průměrné teploty vzduchu v Alpách .....	23
4.3 Projektovaný vývoj průměrných teplot v blízké budoucnosti (do poloviny století) .....	25
4.4 Projektovaný vývoj průměrných měsíčních teplot v 21. století.....	28
4.5 Projektovaný vývoj teploty vzduchu v závislosti na nadmořské výšce .....	30
4.6 Projekce teplot popisující minulé období .....	33
4.7 Nejistoty projekcí budoucích teplot.....	35
<b>5 Příčiny a důsledky oteplení v alpské oblasti .....</b>	<b>39</b>
5.1 Skleníkové plyny.....	39
5.2 Změny oblačnosti a krátkovlnného záření .....	40
5.3 Změny ve sněhové pokrývce .....	41
5.4 Změny hydrologických poměrů.....	43
5.5 Změny krajinného pokryvu.....	44
5.6 Shrnutí .....	44

<b>6 Souhrn poznatků a diskuse o oteplování v Alpách .....</b>	<b>46</b>
6.1 Vývoj pozorovaných teplot v minulosti.....	46
6.2 Vývoj projektovaných teplot v budoucnu .....	46
6.3 Souhrn příčin oteplování .....	48
<b>7 Závěr .....</b>	<b>49</b>
<b>Seznam použité literatury .....</b>	<b>51</b>



## Seznam obrázků

Obr. 1: Fyzickogeografická mapa oblasti Alp	2
Obr. 2: Model reliéfu Alp s hranicemi států	3
Obr. 3: Satelitní snímek alpské oblasti pořízený v zimě	4
Obr. 4: Sezónní průměr teplot v alpském regionu v zimních měsících za období 1971–2000	5
Obr. 5: Sezónní průměr teplot v alpském regionu v letních měsících za období 1971–2000	6
Obr. 6: Mapa významných vodních toků a jezer v rámci Švýcarska	7
Obr. 7: Anomálie teplot v Alpách. Srovnání mezi teplotami v Alpách a průměru teplot na celé Zemi	8
Obr. 8: Vývoj průměrné roční/měsíční teploty ve Švýcarsku	9
Obr. 9: Vývoj průměrných denních maxim ve Švýcarsku	10
Obr. 10: Vývoj průměrných denních minim ve Švýcarsku	11
Obr. 11: Průměrné roční teploty naměřené v období 1981–2005	12
Obr. 12: Teplotní trendy změřené v nižších (do 2000 m n. m.) a ve vyšších polohách nad 2500 m n. m.	13
Obr. 13: Teplotní anomálie ve velmi vysokých polohách montblanského masivu	14
Obr. 14: Změna průměrné roční teploty od začátku přístrojového měření (rok 1864) až po současnost	15
Obr. 15: Změna teplot ve Švýcarsku v rámci čtyř ročních období od roku 1864	16
Obr. 16: Vývoj anomálií průměrných denních maxim naměřených teplot v Piemontských Alpách	17
Obr. 17: Vývoj anomálií průměrných denních minim teplot v alpském Piemontu	18
Obr. 18: Minimální a maximální anomálie teplot v nadmořské výšce $\geq 1600$ m n. m. a $< 1600$ m n. m.	19
Obr. 19: Projektované hodnoty změny teploty oproti průměrům let 1961–1990	23
Obr. 20: Projekce vývoje teplot relativně k průměru za období 1961–1990.	24
Obr. 21: Oblast zkoumaná v práci Wasrcher a kol. (2019) a vymezení jednotlivých regionů	26
Obr. 22: Změna průměrné roční teploty v jednotlivých regionech	27
Obr. 23: Změna průměrné roční a sezónní teploty (2 m nad povrchem) pro jednotlivé regiony	28
Obr. 24: Grafy změny měsíčních teplot a srážek do konce poloviny 21. stol.	29
Obr. 25: Měsíční průměry denních maxim v multimodelové projekci	30
Obr. 26: Projekce změny teplot (2 m nad povrchem), srážek a dnů se sněhovou pokrývkou	32
Obr. 27: Grafické znázornění pozorovaných a modelovaných teplot v závislosti na nadmořské výšce	34
Obr. 28: Srovnání výsledků pravděpodobnostních projekcí teplot a srážek	36
Obr. 29: Sezónní změna teplot mezi obdobími 1961-1990 a 1981-2010.	37
Obr. 30: Rozdíl mezi zkoumanými daty ze Švýcarska po provedení tzv. downscalingu	38
Obr. 31: Roční hodnoty krátkovlnného záření zaznamenaného na meteorologických stanicích	41
Obr. 32: Změny objemu sněhu v Alpách v různých nadmořských výškách.	41
Obr. 33: Procentuální změna úhrnu srážek mezi obdobími 1961-1990 a 2071-2100 ve švýcarských Alpách	43

## **Seznam použitých zkratk**

GCM - globální klimatický model

HIRHAM - Klimatický model Dánského meteorologického institutu

CHRM - švýcarský ansámblový model klimatu

RCA - model klimatu specificky vytvořený pro Alpy

RCM - regionální klimatický model

## 1 Úvod

Téma vývoje teplot v Alpách a jeho důsledků je v současnosti často diskutované. Mnoho odborných prací uvádí, že teplota v Alpách stoupá a že probíhá změna klimatu. Proces změny klimatu postupně ovlivňuje životní prostředí v tomto regionu a nakonec může dojít k úbytku druhů některých rostlin a živočichů, což pravděpodobně bude mít za následek úbytek turistické aktivity a také ekonomické důsledky na tuto oblast.

Práce má za cíl objasnit a shrnout některá pozorování o teplotách, která byla provedena na meteorologických stanicích ve švýcarských Alpách. Dalším cílem práce je popsat budoucí vývoj teplot v Alpách a jeho důsledky na přírodní prostředí. Jedním z dílčích cílů bude nalezení shody názorů ve studiích zahraničních autorů a poukázání na důležitost zkoumání této oblasti.

Diskutuje se o globální změně klimatu a oteplování, obě témata jsou probírána velmi podrobně ve studiích a odborných pracích od zahraničních autorů. Již méně se ovšem hovoří o změnách klimatu v konkrétních geografických regionech, jako jsou Alpy. Přitom také tyto lokální změny klimatu mohou mít v dlouhodobém důsledku velmi zásadní dopady na změny počasí či úbytek sněhu a ústup horských ledovců a také mohou v konečném důsledku ovlivnit i toky některých evropských řek. Oteplování ve vyšších nadmořských výškách může mít vliv na ekosystém hor, také ovlivní tání ledovců a dále může mít oteplování vliv na hydrologické podmínky v Alpách (Pepin a kol., 2015).

Alpský region je považován za velmi důležitý v roli zásobárny vod, zejména díky tomu, že 40 % evropských řek má své zdrojnice právě v Alpách a tato oblast slouží také jako pásmo výskytu rozmanitých druhů rostlin i živočichů. Tyto ekosystémy by však mohly být ohroženy právě klimatickými změnami, které patrně v této oblasti probíhají. Takové změny mohou mít vliv nejen na ekosystém, ale může ovlivnit některé socioekonomické aktivity, např. alpskou turistiku či vodohospodářství v regionu (Beniston a kol., 2010).

Práce bude analyzovat přírodní a antropogenní faktory, které ovlivňují vývoj teplot. Mezi ně patří skleníkové plyny, aerosoly, plocha sněhové pokrývky a další. Tyto faktory ovlivňují klima jak v globálním, tak také v lokálním měřítku. Vývoj klimatu v Alpách nejspíše souvisí s množstvím dopadajícího slunečního záření na povrch, a také výskytem skleníkových plynů v atmosféře (Philipona a kol., 2013).

Fenomén vývoje teplot bude popsán srovnáním lokalit nižších poloh a hor, vývoj bude srovnán a následně z něj budou vyvozeny závěry o tom, zda a jak probíhá oteplování v nižších a ve vyšších polohách Alp.

Nakonec budou poznatky o teplotách, klimatu Alp a jejich důsledcích diskutovány v závěrečné části práce a bude snaha naleznout shodu ve všech dostupných datech.

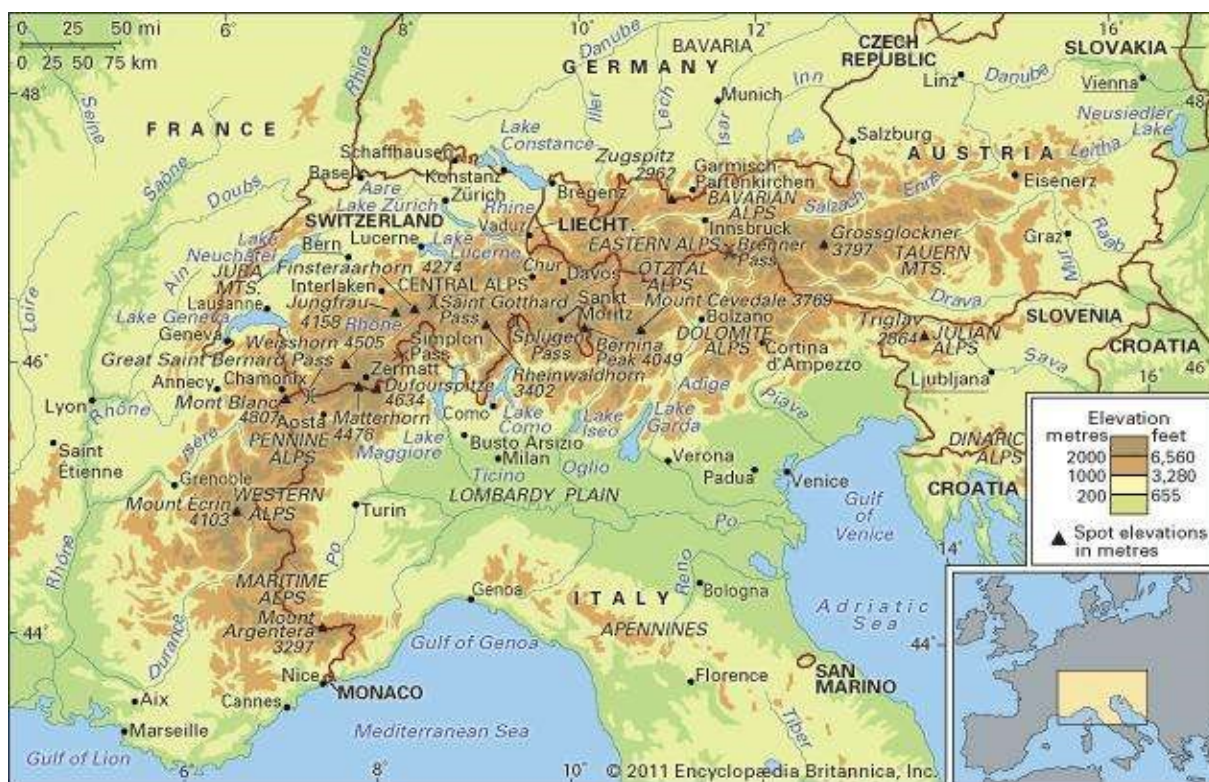
## 2 Fyzickogeografický popis Alp

### 2.1 Členění Alp

Odborné práce se neshodují na jednotném popisu Alp. Starší zdroje uvádí členění Alp na Západní a Východní Alpy. Podle nejnovějších prací, zabývajících se rozdělením alp, se Alpy dělí na Západní, Střední a Východní Alpy. V této práci použiji členění Alp podle nových odborných prací.

Do Západních Alp se řadí zejména pohoří na italsko-francouzské hranici, střední Alpy zahrnují pohoří Alp ve Švýcarsku a na švýcarsko-italské a rakousko-švýcarské hranici a Východní Alpy zahrnují pohoří ve vnitrozemí Rakouska, na rakousko-italské hranici, Julské Alpy ve Slovinsku a Dinárské Alpy na slovinsko-chorvatské hranici (Encyclopaedia Britannica, 2011).

Podrobnější členění uváděná v odborných pracích rozdělují Alpy na pohoří o menší rozloze, od východu na západ jsou pohoří Alp rozdělena takto: Dinárské Alpy, Julské Alpy, Taury, Bavorské Alpy, Dolomity, Švýcarské Alpy (Bernské Alpy, Walliské Alpy, Mont Blanc, Jura), Peninské Alpy a Přímořské Alpy (Encyclopaedia Britannica, 2011).



Obr. 1: Fyzickogeografická mapa oblasti Alp (Encyclopaedia Britannica, 2011)

## 2.2 Výškopis Alp

Alpy se zvedají z výšky přibližně 500 m n. m. do výšky 4800 m n. m. Směrem od Středozevního moře do centrální a severozápadní části Alp se výška vrcholů zvyšuje. V masivu Mont Blanc na francouzsko-italské hranici a ve Walliských Alpách na švýcarsko-italské hranici nalezneme nejvyšší vrcholy, rozdělené většinou západovýchodním směrem horskými údolími, severojižní údolí jsou v Alpách méně četná (Beattie, 2006).

Na obr. 2 je znázorněn reliéf Alp. Z mapy pozorujeme strmě se zvedající reliéf Alp. Nejjižnější část - Přímořské Alpy jsou na západě odděleny údolím Rhôny a na východě Pádským údolím. Masiv Mont Blancu se nachází v severozápadní části Alp - zde se nachází nejvyšší vrchol Alp. Východní část Alp je oddělena ze severu údolím Dunaje a z jihu údolím řek Drávy a Sávy (Beattie, 2006).

### 2.2.1 Nejvyšší vrcholy Alp

Nejvyšší vrchol Alp Mont Blanc se nachází v Montblanském masivu a dosahuje nadmořské výšky 4809 m n. m. V masivu Mont Blanc se nachází ještě 18 dalších vrcholů s výškou nad 4000 m n. m. Mezi nejvyšší pohoří Alp patří také Walliské Alpy ve Švýcarsku, kde se nachází více než 35 vrcholů převyšujících 4000 m n. m. Mezi nimi jsou to vrcholy Dufourspitze (4 634 m n. m.), Nordend (4609 m n. m.), či Matterhorn (4 478 m n. m.) (Beattie, 2006).



Obr. 2: Model reliéfu Alp s hranicemi států (Wikipedia.org, 2020).

Následující obr. č. 3 ukazuje satelitní snímek Alp. Snímek byl pořízen v zimním období. V něm jsou patrné zasněžené vrcholy Alp a nedostatek sněhu v nižších polohách alpského regionu.



Obr. 3: Satelitní snímek alpské oblasti pořízený v zimě (Wikipedia.org, 2020).

### 2.3 Podnebí Alp a jeho specifika

Alpy tvoří podnebné rozhraní mezi vlivy oceánskými a kontinentálními a také vlivy boreálními/severskými a středomořskými. Zároveň najdeme oblasti horského a velehorského podnebí – sněhového, mrazového. (Král, 1999)

V horách hrají roli zejména faktory nadmořské výšky a také prostorová expozice svahů, tj. návětrné a závětrné strany – v průměru platí princip ubývání teplot a přibývání srážek s nadmořskou výškou. Nejvyšší roční srážky spadnou v průměru v Julských Alpách (2500 mm; na návětrné straně až 3500 mm), nejnižší potom ve Walliských Alpách (500-600 mm). Nad výškou 3000 m jsou průměrné roční srážky v Alpách téměř 1500 mm. Teploty vzduchu v jednotlivých oblastech jsou dány rovněž úhlem dopadu slunečních paprsků, a tak pozorujeme rozdíly na jižních a severních svazích (Beattie, 2006; Král 1999).

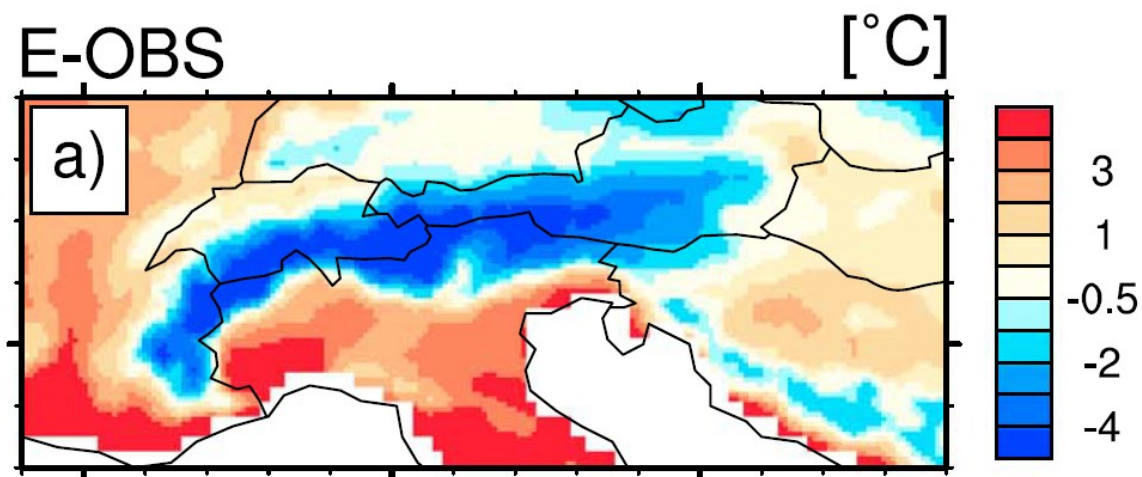
Reliéf Alp určuje také specifické klima v této oblasti. Proudění vzduchu od Středozemního moře naráží na vrcholy Alp, vodní pára kondenzuje a nad vrcholy vznikají zpravidla sněhové srážky či mlhy. Počasí Alp je velmi proměnlivé, během několika hodin může dojít k rozptýlení oblačnosti, nebo ke srážkám (Beattie, 2006).

V oblasti Alp můžeme zaznamenat také vertikální teplotní gradient. S přibývajícím výškou klesá teplota a to zhruba o jeden stupeň na každých 170 m výšky. Alpy se nacházejí v pásu pouhých 5 stupňů zeměpisné šířky, ale setkáme se tady prakticky se všemi druhy klimatu od mírného podnebí až po arktické (Beattie, 2006).

Vyskytuje se zde také specifické proudění vzduchu, který dal vzniknout pojmu alpský fén. Podle autora Sirocko (2009) byl název fén původně používán pro jižní proudění vzduchu, pozorované během zimy, které přinášelo vyšší teploty a také tání sněhu na severní stranu Alp. Tento termín se začal postupně používat pro ostatní pohoří ve světě. Tento fenomén charakterizuje proudění silného větru při rychlosti až 150 km/h. Jev pozorovaný na severní straně Alp se nazývá jižní fén (Südföhn) a na jižní straně Alp se jedná o severní fén (Nordföhn).

### 2.3.1 Průměrné teploty v Alpách a teplotní extrémny

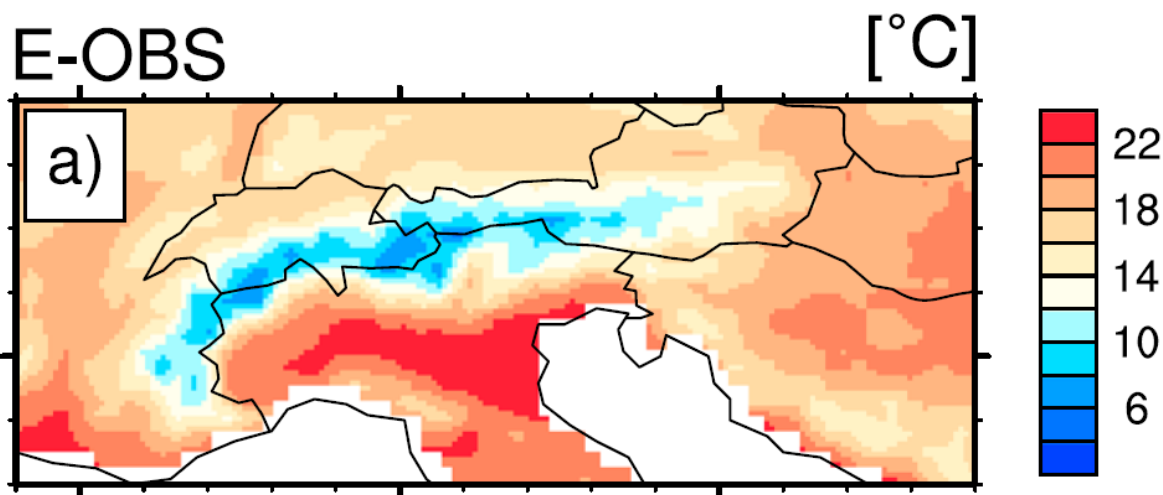
Co se týče teplot v Alpách obecně, Smiatek a kol. (2016) sesbírali data za posledních 30 let dvacátého století a předkládají mapku s údaji o průměrné roční teplotě v širším alpském regionu. Jak vidno, teploty pochopitelně korespondují s nadmořskou výškou.



Obr. 4: Sezónní průměr teplot v alpském regionu v zimních měsících za období 1971–2000. (Smiatek a kol., 2016)

První obrázek (obr. 4) hovoří o průměrné teplotě v zimních měsících.

Další obr. 5 o průměrné teplotě v letních měsících.



Obr. 5: Sezónní průměr teplot v alpském regionu v letních měsících za období 1971–2000. (Smiattek a kol., 2016)

Z obr. 4 a 5 je patrné, že pozorované teploty v Alpách jsou výrazně nižší, než v okolních nižších polohách. V zimě je rozdíl v průměrné roční teplotě asi 5 °C a v létě až 12 °C.

## 2.4 Vodstvo Alp

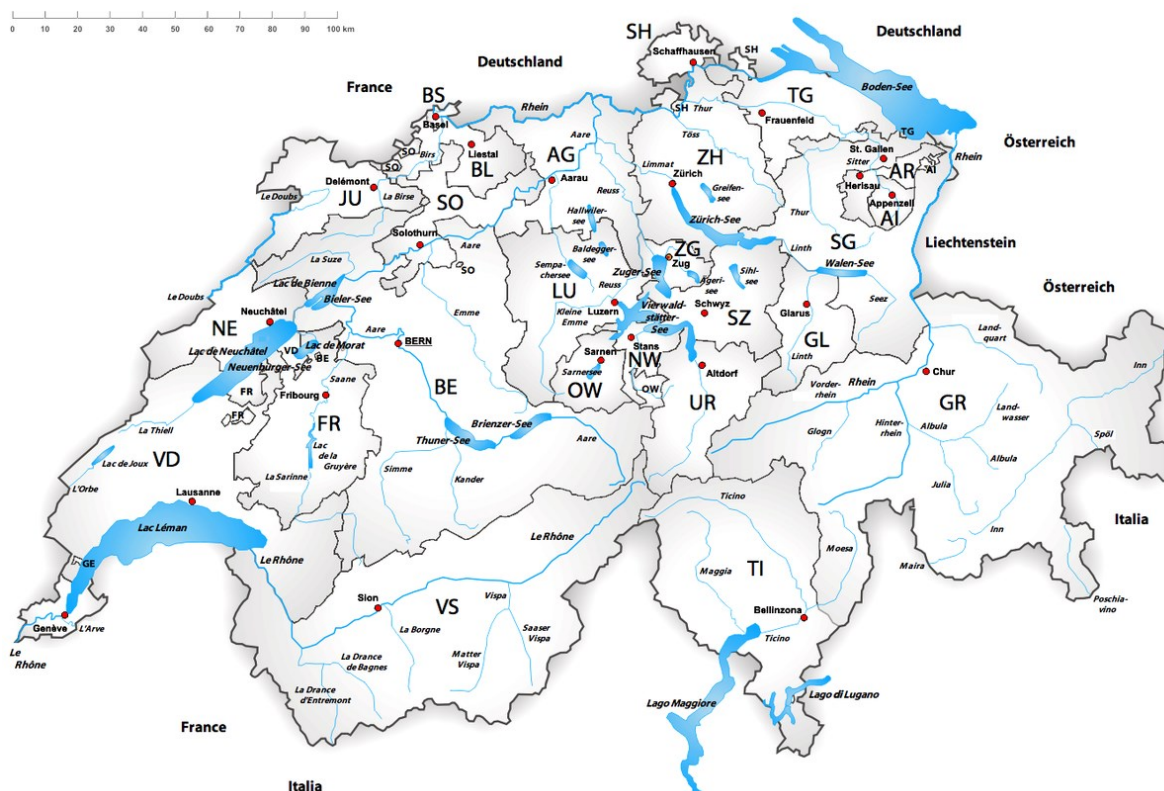
Alpy jsou nejvýznamnější pramennou oblastí ve střední Evropě. Na mnoha jejich vrcholech či hřebenech se nacházejí významná evropská rozvodí (Beattie, 2006).

Alpské řeky se po překonání stovek kilometrů vlévají do moří (Středozevní moře, Jaderské moře, Černé moře, Severní moře). Ve Východních Alpách tvoří toky povětšinou dlouhá údolí, rovnoběžná s hřebenem hor (Dráva, Inn, Enns). Rozdíly oproti Východním Alpám najdeme v Západních Alpách, toky zde vytvářejí kratší a příkřejší údolí, většinou s velkým převýšením (Aara, Rýn, Rhône). Zde vznikly na mnoha místech vodopády (mezi nimi jsou to Krimmelské vodopády). Řeky v Alpách jsou z velké většiny ovlivněny objemem tajícího sněhu a na jaře či v létě dosahují nejvyšších průtoků (Beattie, 2006).

V Alpách nalezneme také mnoho jezer glaciálního původu; ve vysokých horách rovněž jezera karová a morénová. Jezera obecně moderují klima snížením teplotních rozdílů. (Král, 1999).



Následující mapa na obr. 6 ukazuje nejvýznamnější jezera a vodní toky Švýcarska.



Obr. 6: Mapa významných vodních toků a jezer v rámci Švýcarska. Na mapě jsou zobrazeny také jednotlivé švýcarské kantony a města (Wikipedia.org, 2020).

## 2.5 Biota Alp

Přírodu Alp tvoří mnoho druhů jehličnatých stromů, nachází se zde smrky, jedle, modřiny a borovice – zejména limby. Pásmo lesů sahá při severním okraji Alp do výšky 1600 m n. m., ve francouzské části Provence do 1900 m n. m., v centrální části do 2300 m n. m. a v jižní části do 2200 m n. m. Místy hranice lesa dosahuje až do výšky 2500 m n. m. Nad hranicí lesa je typickým porostem kleč, pěničník/rododendron či jalovec, zejména však odolné traviny. V nižších částech Alp nalezneme listnaté stromy – buky a javory. Lesy absorbují vlhkost a mírní výkyvy teplot během dne. Tam, kde se nachází horské louky, dochází k výraznějšímu oteplování povrchu. Sněhová pokrývka částečně mírní oteplování díky vysoké odrazivosti slunečního záření. Sněžná čára probíhá ve výšce 2400–3000 metrů nad mořem.

Je zde přes 13 tisíc druhů rostlin. Typ vegetace úzce souvisí s nadmořskou výškou, expozicí a příkrostití svahů či polohou v nitru či na okraji horské soustavy. Se vzrůstající nadmořskou výškou se zkracuje vegetační období průměrně o 12 dní na 100 metrů nadmořské výšky. (Král, 1999)

### 3 Pozorované změny teploty vzduchu v alpské oblasti

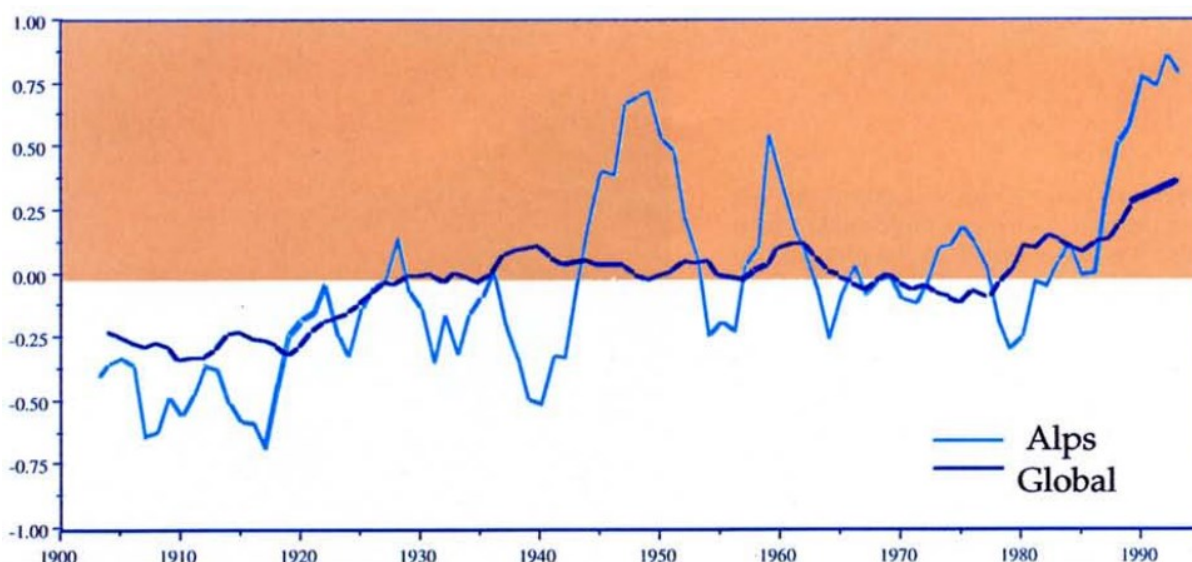
#### 3.1 Pozorovaný vývoj teplot – obecná rovina

Analýza vývoje teplot v oblasti Alp bude v následující části řazena takto: od větších zkoumaných oblastí ke zkoumání detailnějšímu. V první části jsou uvedena data o průměrných teplotách vzduchu za celý region. Dále se tato část bude zabývat teplotami ve Švýcarsku, poté ve Francii a nakonec v italských Alpách.

V Alpách byly v minulosti výkyvy teplot i během krátkého období, např. desetiletí. Byla zaznamenána jak velmi chladná období, tak také výrazně teplá období.

Jak ukazuje obr. 7, od počátku 20. stol. do cca roku 1944 bylo v Alpách v průměru chladnější období než za zbylé 20. stol – hrubě lze tedy graf rozdělit na jakési dvě části – do roku 1944 a od roku 1944. V roce 1917 byla teplotní anomálie přibližně  $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Výrazně vysoké teploty byly zaznamenány mezi lety 1948-1952, kdy byla naměřena teplotní anomálie přibližně  $0,75\text{ }^{\circ}\text{C}$  oproti průměrné roční teplotě, poté v roce 1960, kdy byla naměřena anomálie o hodnotě  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  vyšší než průměr. Teplotně průměrné období zaznamenaly meteorologické stanice mezi lety 1970-1985, kdy teplotní anomálie nepřesáhla rozmezí od  $-0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$  do  $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ . V posledních desetiletích můžeme pozorovat opět nárůst teplot.

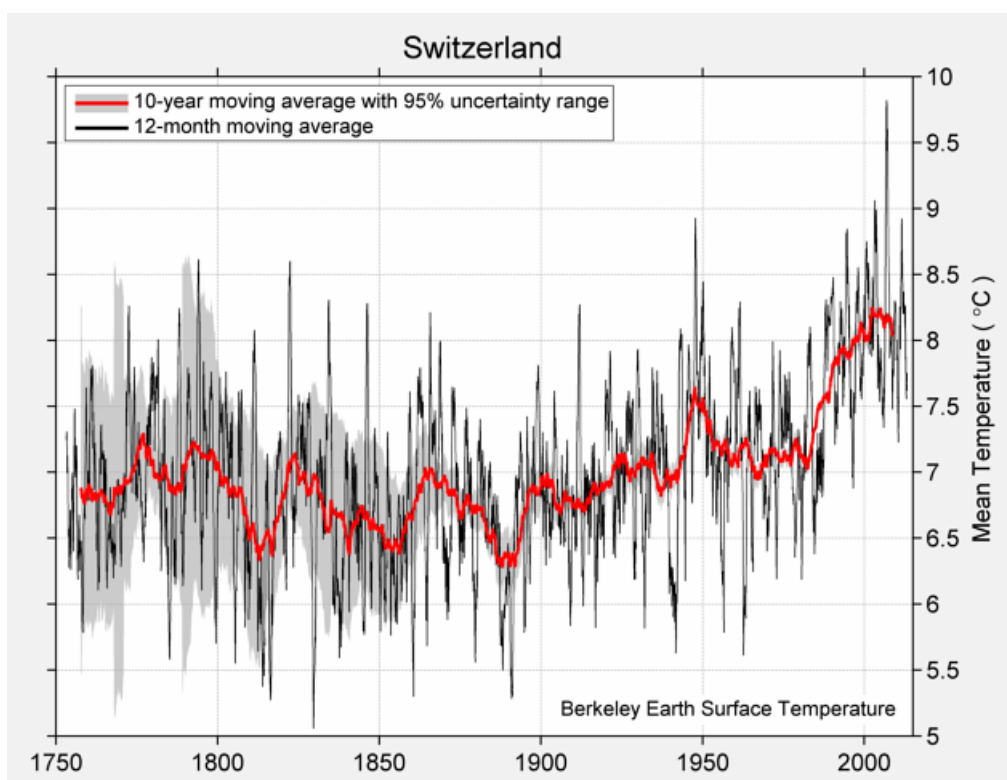
V roce 1992 byla naměřena nejvyšší teplotní anomálie ve zkoumaném období. Její hodnota činila přibližně  $0,88\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve srovnání s průměrnou roční teplotou v Alpách (Haeberli a Beniston, 1998).



Obr. 7: Anomálie teplot v Alpách. Srovnání mezi teplotami v Alpách a průměru teplot na celé Zemi (Haeberli a Beniston, 1998).

Trend oteplování nastal v 40., 50. a 80. letech 20. stol. (Lze říci, že trend růstu teplot v osmdesátých letech započal již na jejich začátku; k jejich konci se pak urychlil.) Není jasné, zda trend oteplování bude i v budoucnu probíhat takto, tedy že nastanou určitá období s vyššími teplotami, která budou vystřídána obdobími s nízkými teplotami. Na obrázku nelze nalézt jasný trend určující celé století.

Databáze BerkleyEarth nám poskytuje velmi dlouhodobý přehled (obr. 8) o teplotách ve Švýcarsku (čili nyní trochu konkrétněji) a zároveň doplňuje předchozí obrázek o mladší data chybějící výše, tj. data od roku 1993 (do roku 2013). Jednoznačný trend stoupající průměrné teploty vidíme až od roku (cca) 1980 – vnímáme tedy zejména červenou čáru znázorňující desetileté klouzavé průměry – čímž se obrázek shoduje s obrázkem výše zkoumajícím celé Alpy. Jednoznačný trend oteplování pozorujeme až od roku 1980 – do té doby (byť se jedná o mnohem delší období už od roku cca 1755) je zde mnoho výkyvů teplot a trend je nejednoznačný.



**Obr. 8: Vývoj průměrné roční/měsíční teploty ve Švýcarsku (Berkeleyearth.lbl.gov, 2013).**

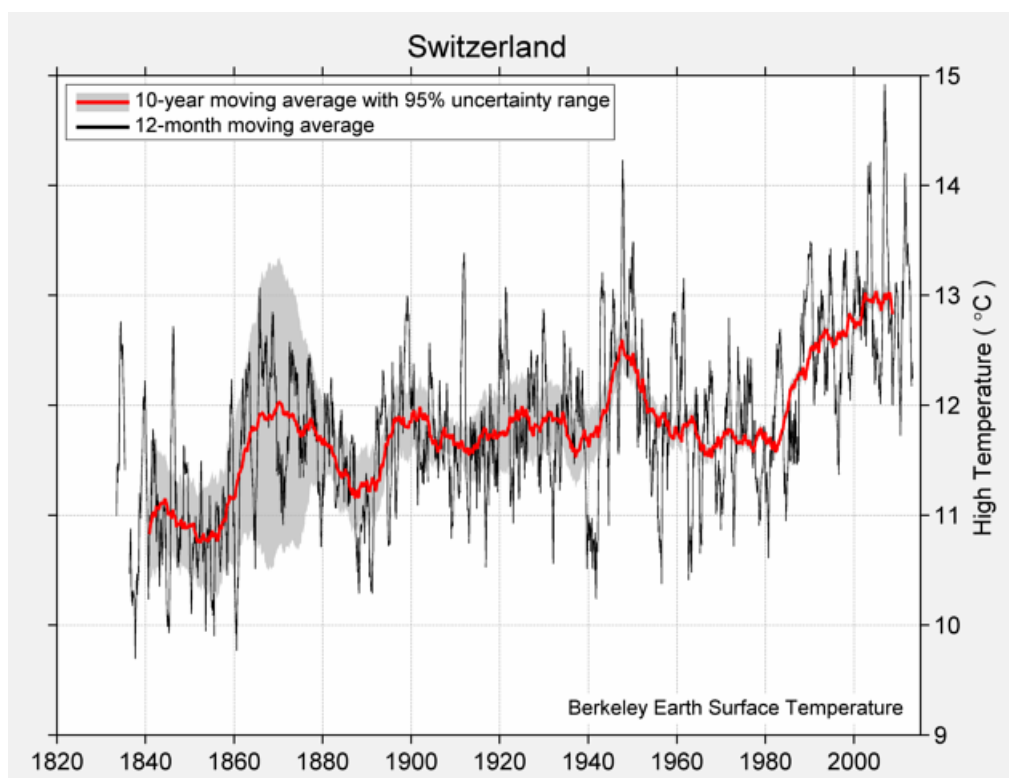
Následující obr. 9 a 10 zachycují kratší časové období – pouze od roku (cca) 1840 do roku 2013. Zároveň zachycují již specifičtější statistiku: pracují s průměry denních extrémů, kdy na prvním obrázku vidíme zprůměrované hodnoty maximálních denních teplot; na druhém obrázku jsou vidět průměry denních minim.

Již na první pohled je zřejmé, že stoupající trend můžeme přičíst zejména denním minimům – denní maxima od roku 1840 nevykazují tak zřetelný trend (avšak určitý ano), resp. graf denních maxim vcelku viditelně napodobuje první graf průměrných

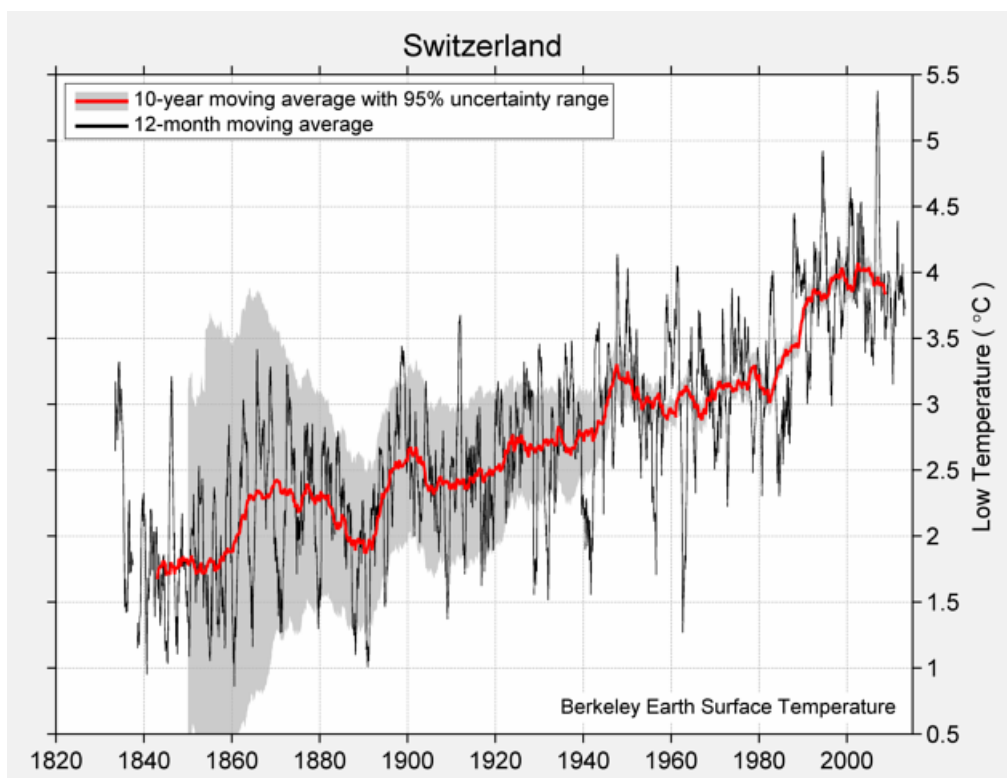
teplot. Grafy ukazují, že oteplování je záležitostí zejména posledních čtyřiceti let. Opět se zaměřujeme hlavně na 10letý klouzavý aritmetický průměr, který je v grafu znázorněn výraznou červenou křivkou.

Dále je třeba zdůraznit jiný poznatek, který získáme porovnáním obou následujících grafů. Když se zaměříme na (již typické) období od roku cca 1980, tak na obr. 9 zjistíme průměrnou nejvyšší denní teplotu pro rok 1980 ve výši cca 11,6 °C, kdežto pro rok 2013 (závěr sledovaného období) hodnota činí přibližně 13 °C. Za toto období tedy vidíme nárůst přibližně 1,4 °C. Když podobný úkon provedeme na datech z grafu na obr. 10, tak vyčteme průměrné denní minimum pro rok 1980 ve výši 3 °C a pro rok 2013 přibližně 3,8 °C. Nárůst průměrného denního minima je tedy zřetelně nižší, pouhých cca 0,8 °C. Popisovaný fakt zřetelně svědčí ve prospěch změny denního chodu teploty vzduchu – minimálně ve Švýcarsku tomu tak je.

Informace podobná právě zmíněné by v určitých dílčích obdobích byla k nalezení i v ostatním sledovaném období (např. úsek 1850 – 1870), ale patrně ne v takové míře. Dále můžeme dokonce prohlásit, že při porovnání hodnot pro rok 1840 (začátek sledovaného období) a 1980 (začátek zřetelného zvyšování teplot) pozorujeme opačný jev: od roku 1840 do roku 1980 průměrné denní minimum stouplo mnohem výrazněji než průměrné denní maximum – minimum stoupl o cca 1,3 °C, maximum jen o 0,7 °C.



Obr. 9: Vývoj průměrných denních maxim ve Švýcarsku (Berkeleyearth.lbl.gov, 2013).



Obr. 10: Vývoj průměrných denních minim ve Švýcarsku (Berkeleyearth.lbl.gov, 2013).

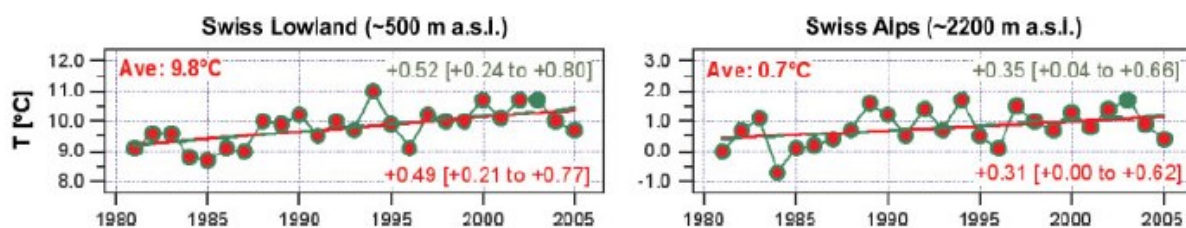
### 3.2 Pozorovaný vývoj teplot – porovnání nižších a vyšších poloh

Vývoj teplot popisuje práce autorů Philipona a kol. (2013), v níž porovnávají teploty změřené na 25 stanicích v nižších polohách švýcarských Alp (do 800 m n. m.) a na 10 stanicích na vrcholech či pod vrcholy horských štítů Alp (do 3600 m n. m.).

Autoři získali data o teplotách T, relativní a absolutní vlhkosti vzduchu, a krátkovlnném záření z měření z meteorologických stanic, a to vše za období od roku 1981 do 2005.

Pokud srovnáme oba grafy v obr. 18, tedy měření teplot z nižších poloh Alp (levý graf) a změřené teploty z vyšších poloh Alp (pravý graf), tak v obou grafech je zřejmý nárůst průměrné teploty již za období 25 let. Pokud průměrné hodnoty ročních teplot za období 1980–2005 proložíme regresní přímkou, bude začínat na hodnotě 9,2 °C (průměr prvního roku činí 9,1 °C) a končit na hodnotě 10,5 °C (průměr posledního roku činí 9,8 °C). Za použití stejné metody bude ve vyšších polohách přímkou začínat na hodnotě 0,5 °C a končit na hodnotě 1,2 °C (průměr prvního pozorovaného roku: 0 °C, posledního 0,4 °C). Za dané období můžeme pozorovat několik výrazně chladných roků, kterými byly v nižších polohách roky 1985 a 1996 a ve vyšších polohách rok 1984. Naopak vysoké teploty stanice zaznamenaly v nižších i ve vyšších polohách v roce 1994, a poté pouze ve vyšších polohách roky 1989 a 1997.

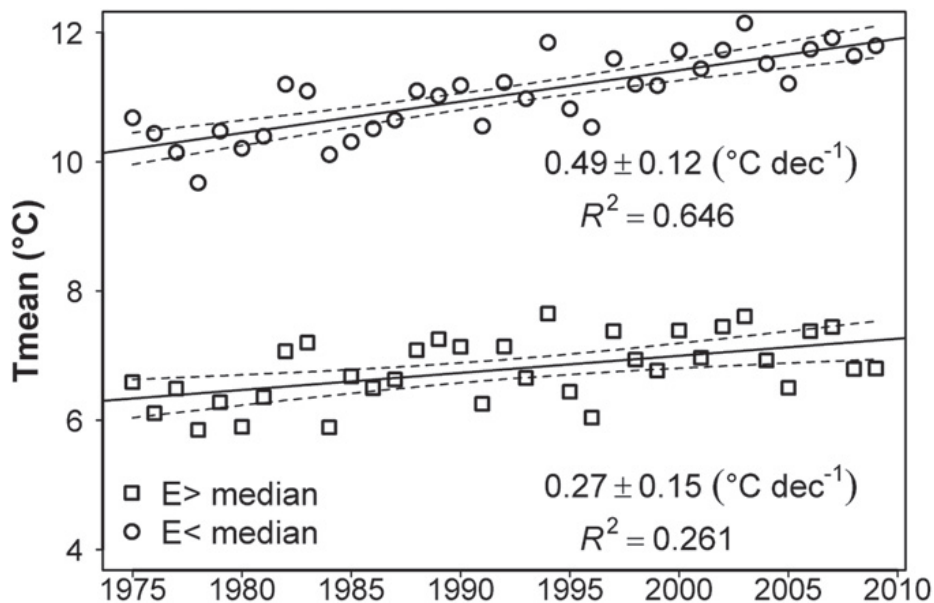
Trend zvyšování teplot je jak v nižších, tak ve vyšších polohách Alp pozorovatelný, přestože z grafů vyplývá, že ve vyšších polohách není nárůst teplot tak výrazný.



Obr. 11: Průměrné roční teploty naměřené v období 1981–2005. Levý graf ukazuje průměrné roční teploty v nižších polohách Alp a pravý ukazuje změřené teploty na vrcholech (vyšších než 800 m n. m.). Dále je v grafu znázorněna regresní linie ukazující trend vývoje průměrných teplot (Philipona a kol., 2013).

Výzkumy autorů Pepin (2015), Philipona (2013), Kotlarski (2015) a jiné, předpokládají, že v alpské oblasti se bude v budoucnu průměrná teplota zvyšovat. Pepin a kol. (2015) uvádějí, že ve vyšších nadmořských výškách bude teplota růst rychlejším tempem než v nižších polohách. Podle výzkumu autorů Philipona a kol. (2013) se zvýšila teplota o 1,3 °C v nižších polohách alp a o 0,7 °C ve vyšších polohách Alp za posledních 25 let.

S těmito tvrzeními se shoduje i práce autorů Tudoroiu a kol. (2016), kteří uvádějí zvýšení teplot jak v nižších polohách, tak také ve vyšších polohách Alp. Tudoroiu a kol. (2016) uvádějí data o teplotách z nižších a vyšších poloh v Alpách. Výsledky jejich studie ukazuje obr. 19.



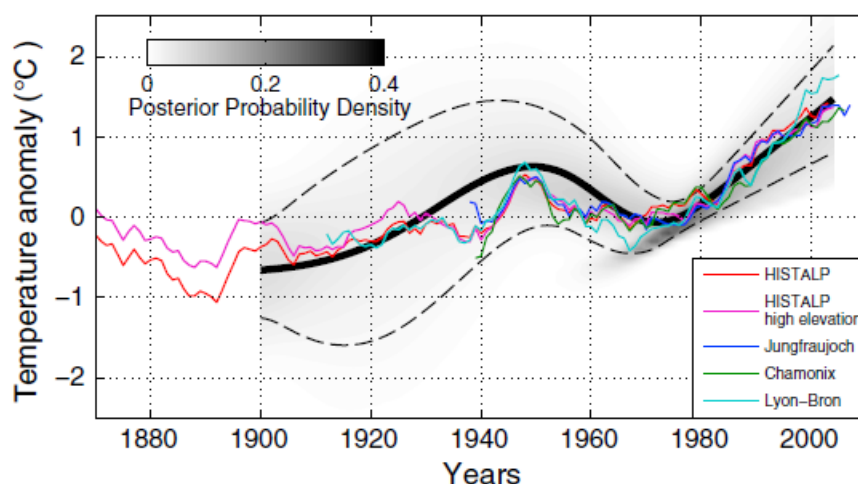
**Obr. 12: Teplotní trendy změřené v nižších (do 2000 m n. m.) a ve vyšších polohách nad 2500 m n. m. Body ukazují naměřené teploty a čárkované linie ukazují 95% interval spolehlivosti (Tudoroiu a kol., 2016).**

Na obr. 12 ukazuje horní graf vývoj oteplování v nižších polohách (700-2000 m n. m.) a spodní graf vývoj teplot ve vyšších polohách (nad 2500 m n. m.) mezi lety 1975 a 2010. V nižších polohách pozorujeme výraznější trend zvyšování teplot, a to o přibližně 0,49 °C za desetiletí, oproti vyšším polohám, kde je trend 0,15 °C za jedno desetiletí. Oteplování tedy v Alpách probíhá nerovnoměrně, je výraznější v nižších polohách než ve vyšších polohách Alp.

Práce Gilbert a Vincent (2013) o změnách teplot ve velmi vysokých polohách přichází s podobnými výsledky. Sbírá data ze 7 míst v oblasti ledovců montblanského masivu, přičemž teploty jsou pozorovány ve výzkumných vrtech v ledovcích. Podotýká, že teploty zvnitřku ledovců jsou dobrým indikátorem, přestože nejsou přímo spjaty s teplotami vzduchu mimo ledovce. Data byla analyzována z nadmořské výšky cca 4300 m n. m.

Graf na obr. 13 ukazuje teplotní anomálii při zprůměrování výsledků ze všech děr, přičemž vidíme, že poskytnuta jsou data z období 1900–2004. Výsledky přináší oteplení ve výši přibližně 2 °C (standardní odchylka 0,6 °C) s lineárním trendem +0,14 °C (standardní odchylka 0,06 °C) za dekádu. Dosažené výsledky jsou ve shodě s pozorovanými lokálními jevy (byť data byla získána naprosto nezávislým způsobem) a také jsou ve shodě s výsledky obdrženy v nižších polohách v oblasti za stejné období. Oteplování tedy není výraznější než v nižších polohách nad izoliní 0 °C. (Gilbert a Vincent, 2013)

Podobně jako na ilustracích výše i níže vidíme silný trend oteplování cca od roku 1980.



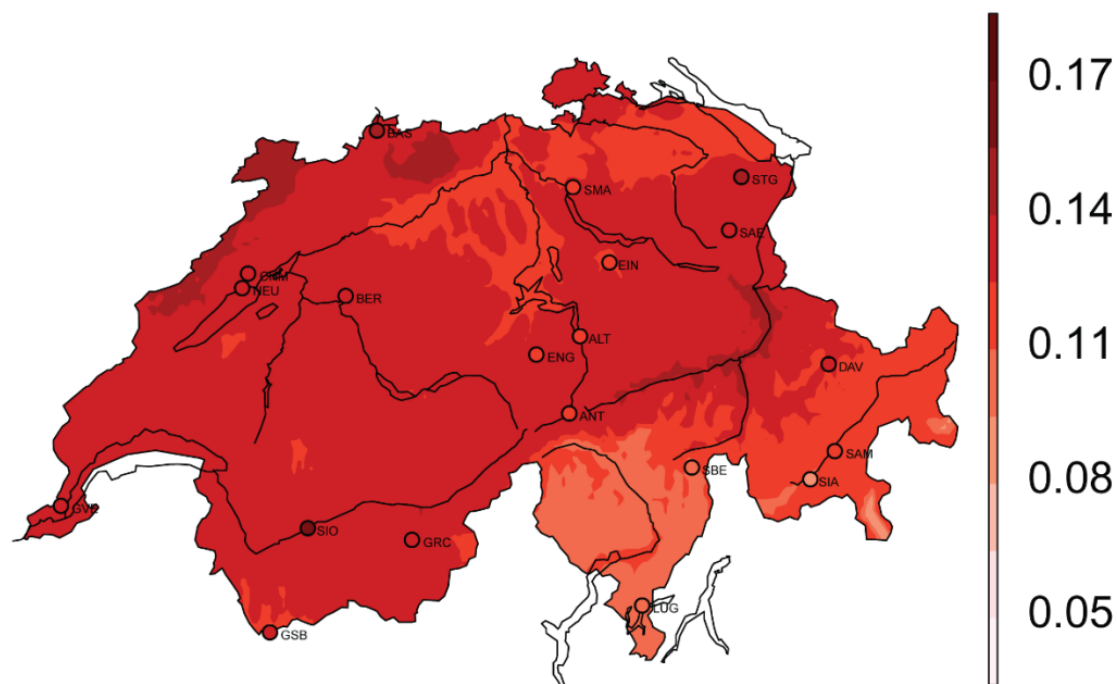
**Obr. 13: Teplotní anomálie ve velmi vysokých polohách montblanského masivu porovnaná s 10letými klouzavými průměry z dalších stanic – Chamonix (1050 m n. m.), Lyon-Bron (200 m n. m.), Jungfrauojoch (3570 m n. m.) – a s daty projektu HISTALP, který zkoumá data z širšího území Alp, zacíleného na území severozápadních Alp (Gilbert a Vincent, 2013).**

### 3.3 Pozorovaný vývoj teplot ve švýcarských Alpách

Teplota se ve švýcarských Alpách mění. Švýcarský meteorologický institut MeteoSwiss získal data z 20 meteorologických stanic. K získání přibližných teplot mimo stanice získal institut odvozením od teplot naměřených na stanicích. Měření ukazují trend nárůstu teplot mezi lety 1864 a 2019.

Obr. 14 ukazuje změnu teplot od začátku přístrojového měření, tedy od roku 1864 do roku 2019. Barevná stupnice ukazuje změnu teplot v °C za jedno desetiletí. Nejvyšší nárůst vidíme na severozápadě Švýcarska a v údolí Rýna, kde hodnoty dosahují až 0,14 °C za dekádu. Dále pak zaznamenáváme vysoký nárůst teplot v oblasti centrálního Švýcarska, kolem 0,12 °C. Nejvyšší nárůst ve srovnání jednotlivých stanic byl pozorován ve městě Sion (SIO) na jihu a Sankt Gallen (STG) na severovýchodě Švýcarska, obě stanice naměřily hodnoty blížící se +0,15, resp. +0,14 °C za 10 let. Naopak nejnižší nárůst zaznamenáme v oblasti jihovýchodního Švýcarska, přibližně 0,09–0,11 °C za dekádu. Zdaleka nejnižší nárůst byl zaznamenán na stanici Silvaplana (SIA) na jihovýchodě Švýcarska, nedaleko Sv. Mořice (SAM). Nárůst zde byl jen přibližně o 0,08 °C za 10 let.





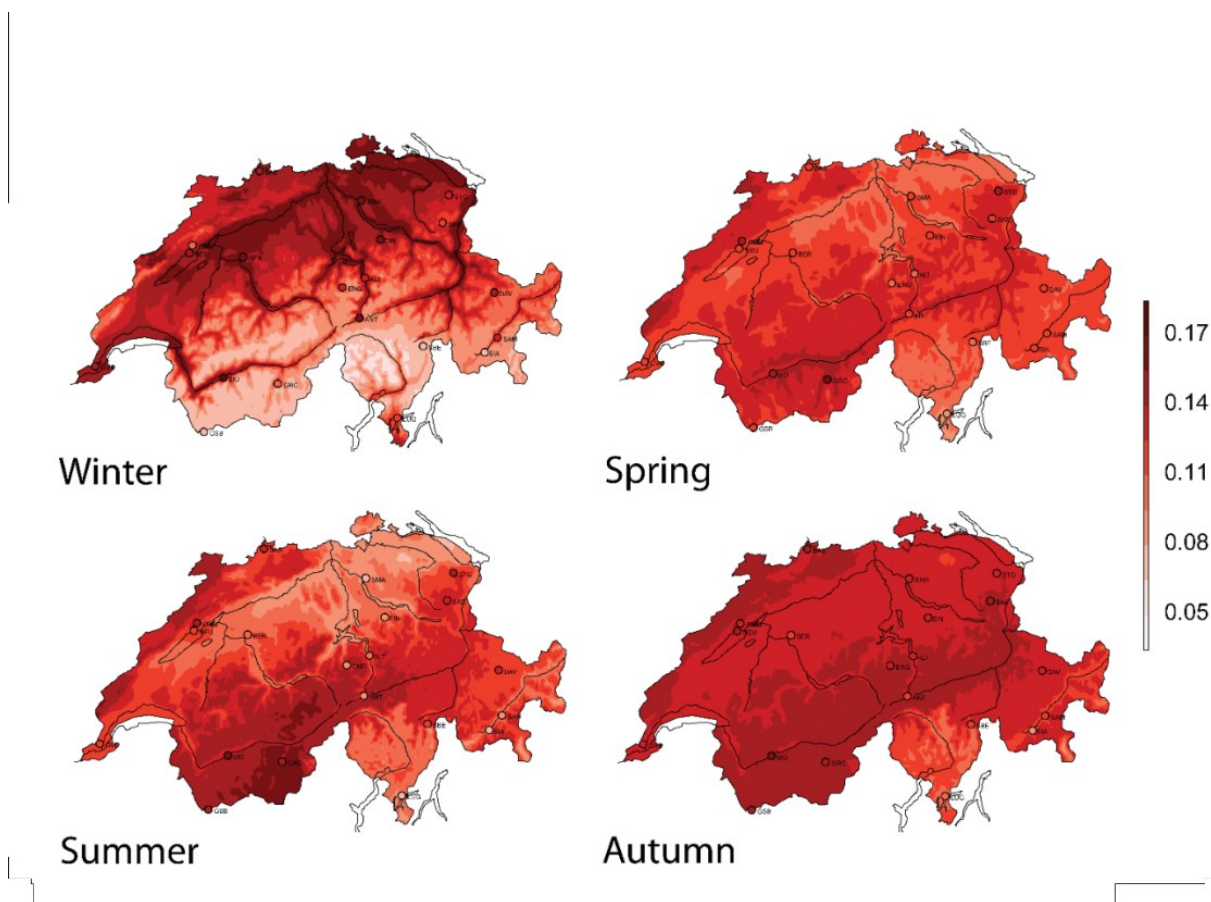
**Obr. 14: Změna průměrné roční teploty od začátku přístrojového měření (rok 1864) až po současnost v jednotkách °C za desetiletí (Meteoswiss.ch, 2019).**

Celkově se ve švýcarských Alpách zvýšila teplota za posledních 150 let v průměru o 2 °C v závislosti na oblasti. O něco méně se oteplovalo v jižních Alpách než na severu. Nepozorujeme žádné velké rozdíly mezi regiony – v místech s nejsvětlejší barvou teplota za posledních 150 let stoupla asi o 1,2 °C; v místech s nejtmaší o 2,1 °C. Na drtivé většině území teplota stoupla za posledních 150 o zmíněných cca 1,7 °C. Nárůst teplot pozorujeme ve střední části Švýcarska na jihozápadně-severovýchodní diagonále, teplota stoupla méně výrazně – typická je tímto zmíněná meteorologická stanice Silvaplana: průměrná roční teplota zde za posledních 150 let stoupla přibližně jen o 1 °C.

Ve švýcarských Alpách však můžeme pozorovat odlišný vývoj teplot během jednotlivých ročních období. Obr. 15 ukazuje změnu průměrných teplot za všechna čtyři období. Vidíme zde strmý nárůst teplot v zimě ve švýcarských nižších polohách, o více než 0,17 °C za desetiletí, ve vyšších polohách je nárůst v zimě výrazně nižší. Naopak v létě je zvyšování teplot vyšší ve vyšších polohách a nižší nárůst pozorujeme v nižších polohách. Čili zdůrazněme naprosto opačný princip pro dvě „opačná“ roční období.

Mapy pro zimu a pro léto jsou oproti zbylým mnohem členitější, což souvisí s reliéfem Švýcarska. Zvláště pak na mapce hovořící o situaci v zimě jsou velmi čitelné všechny významné řeky v čele s Rhônou a Rýnem – tedy v blízkém okolí těchto toků je situace analogická situaci v nízko položených oblastech severu Švýcarska.

Co se týče jara a podzimu, pozorujeme zde na celém území relativně homogenní nárůst teplot, přičemž na podzim je nárůst v celém Švýcarsku výraznější než na jaře, a to přibližně o 0,14–0,16 °C zatímco na jaře dosahuje hodnota zvýšení teploty za desetiletí na severu 0,08–0,12 °C a na jihu (v povodí Rhony) 0,11–0,15 °C.

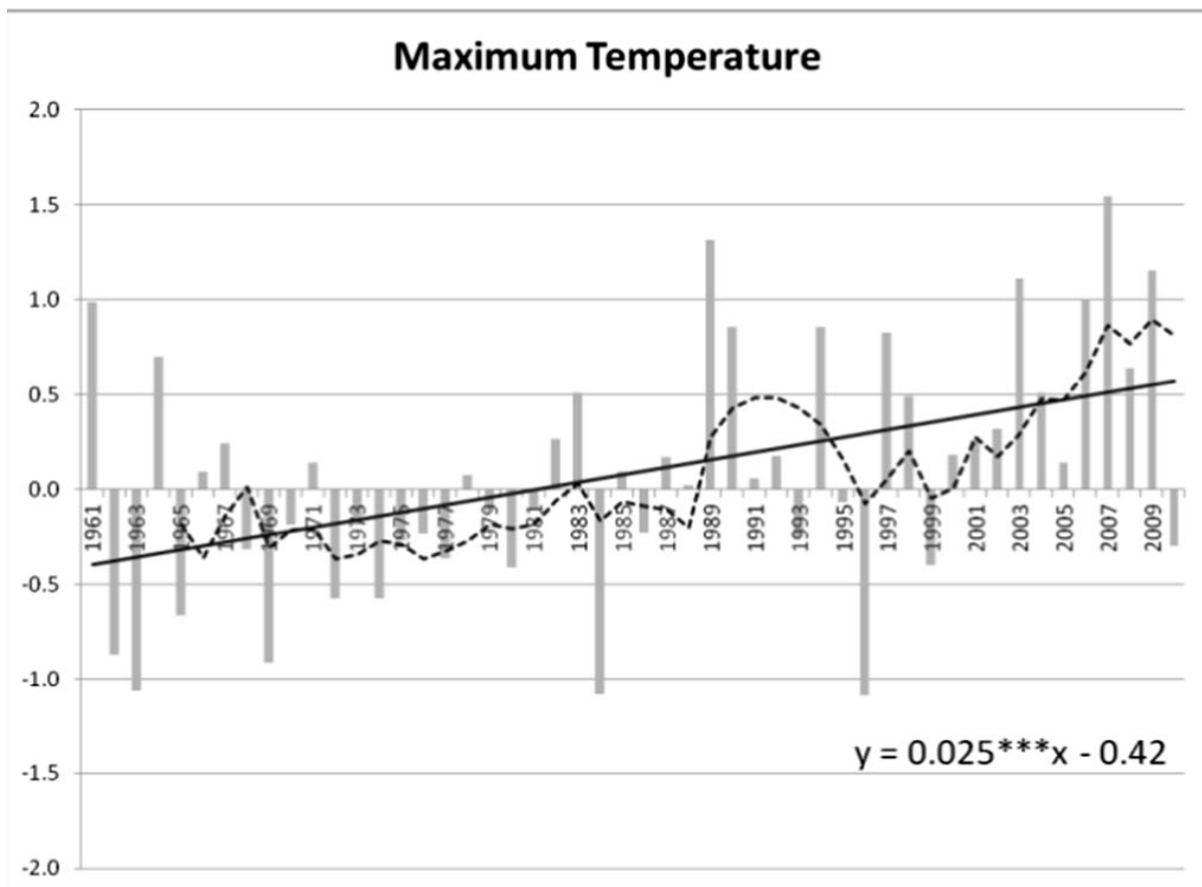


**Obr. 15: Změna teplot ve Švýcarsku v rámci čtyř ročních období od roku 1864 v jednotkách °C za desetiletí (Meteoswiss.ch, 2019).**

### 3.4 Pozorovaný vývoj teplot v italských Alpách

Na severozápadě Itálie analyzovali autoři Acquotta a kol. (2015) vývoj anomálií teplot za 50 let mezi lety 1961 a 2010. Práce obsahuje data o maximálních a minimálních teplotách za celý region Piemontských Alp. Dále ukazuje rozdíly trendů vývoje teplot v nadmořských výškách nad a pod 1600 m n. m. z celkem 16 míst ve zmíněném regionu.

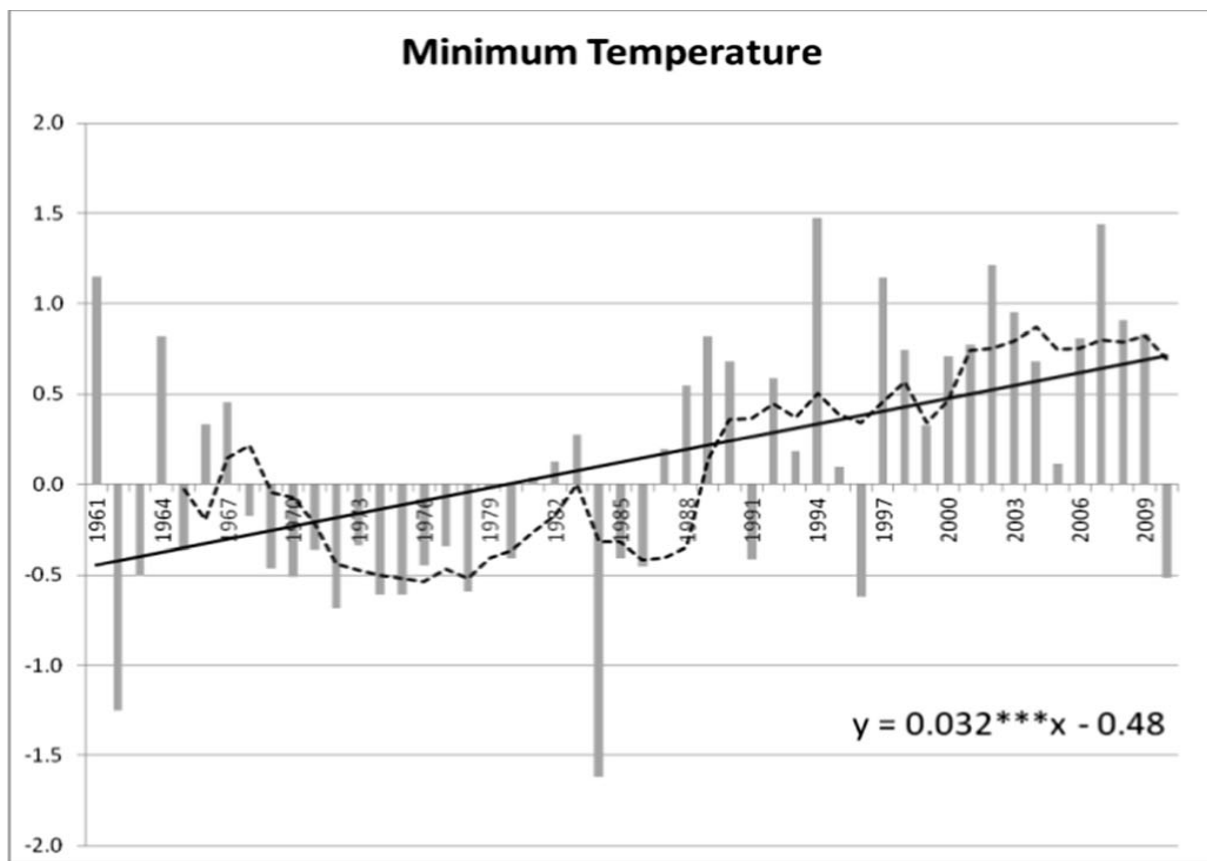
Obr. 16 ukazuje vývoj anomálií průměrných denních maxim naměřených teplot – tedy jak se teploty za dané období lišily od průměrné teploty. Pozorujeme zde celkově kladný trend, tedy postupné zvyšování teplot v regionu. Čárkovaná čára ukazuje klouzavý průměr teplot a plná čára lineární trend vývoje teplot. Mezi lety 1961 a 1986 je možné pozorovat vesměs podprůměrné teploty, od roku 1987 do roku 2010 již je zřejmý nárůst teplot, i přes tři podprůměrné roky (1996, 1999 a 2010), nejvyšší odchylku od průměru pak zaznamenáme v roce 2007, kdy činila přes 1,5 °C.



**Obr. 16: Vývoj anomálií průměrných denních maxim naměřených teplot v Piemontských Alpách (Acquaotta a kol. 2015).**

Na obr. 17 je možné pozorovat vývoj anomálií průměrných denních minim naměřených teplot na alpských stanicích v Piemontu. Graf můžeme rozdělit na dvě odlišná období. Chladnější období charakterizují podprůměrné teploty mezi lety 1968 a 1986 – pouze v letech 1882 a 1983 byly minimální teploty nad průměrem. Teplejší období zaznamenáme mezi lety 1987 a 2009 s výjimkou let 1991 a 1996. Zdaleka nejchladnějším byl rok 1984, kdy teplotní anomálie dosáhla  $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Nejvýše nad hodnotu průměru se anomálie teploty dostala v roce 1994 – rozdíl od průměru téměř  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Také zde celkově zaznamenáme trend zvyšování teplot za pozorované období, přičemž ze zmíněné regresní rovnice můžeme vyčíst rychlejší zvyšování minimálních teplot ( $0,032 > 0,025$ ) – tento poznatek je opačný poznatku výše, kde je pro Švýcarsko rovněž srovnáván vývoj maximálních a minimálních průměrných teplot a je konstatováno rychlejší zvyšování maxim.

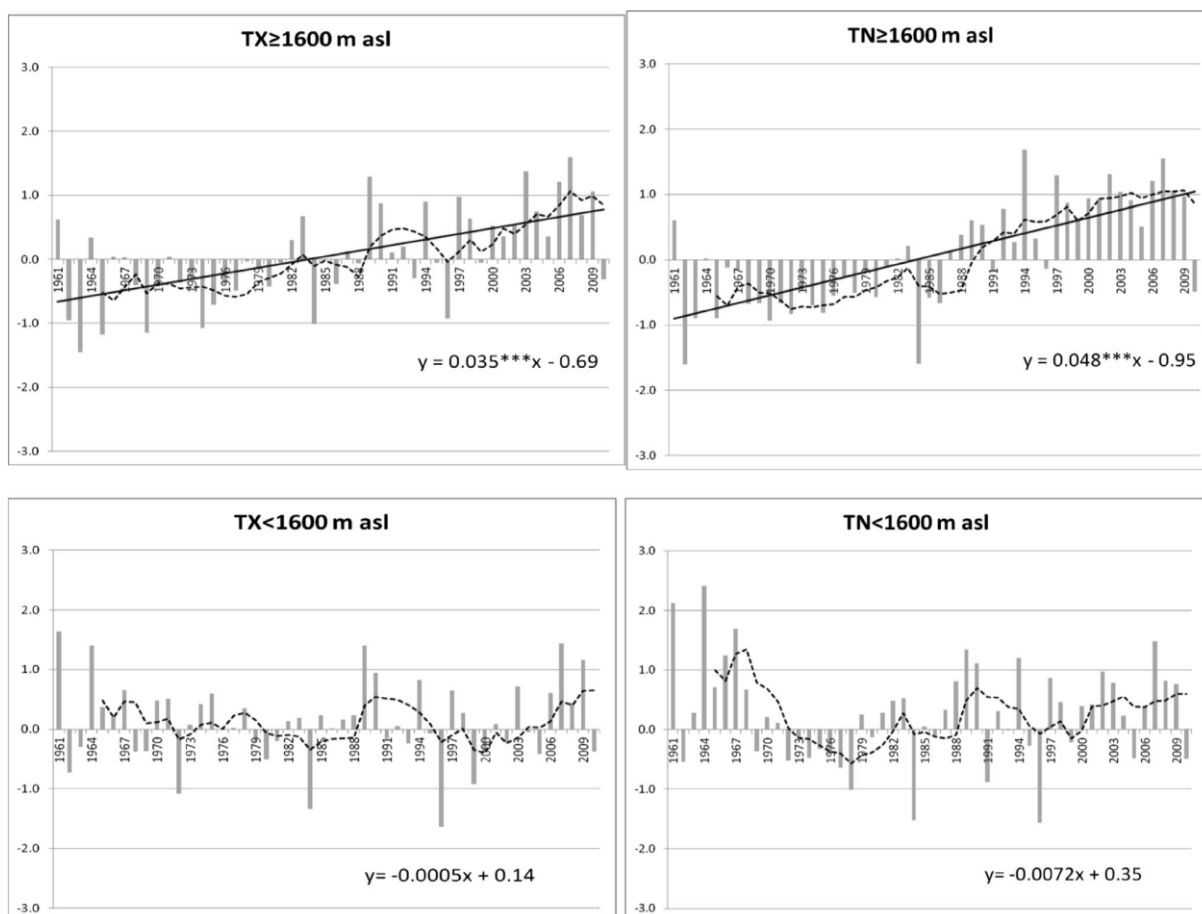
Výše je však hodnoceno období 1980 – 2013, tedy jiné než máme k dispozici nyní. Navíc v případě obrázků předložených u Švýcarska jsme pozorování neprováděli pomocí přímky přímé úměry, nýbrž jsme pouze srovnali hodnotu klouzavého průměru dvou krajních bodů pozorovaného období. Regresní přímka je nejjednodušší aproximací trendu za pozorované období. Kdybychom se u aktuálního obrázku řídili hodnotou 10letých klouzavých průměru, pozorovali bychom jakýsi rostoucí trend až od roku 1987.



**Obr. 17: Vývoj anomálií průměrných denních minim teplot v alpském Piemontu (Acquaotta a kol. 2015).**

Následující grafy na obr. 18 ukazují trendy vývoje teplotních anomálií změřených na stanicích ve výškách rovných a vyšších než 1600 m n. m. a ve výškách nižších než 1600 m n. m. Levé grafy ukazují anomálie maximálních teplot (TX) a pravé grafy anomálie minimálních teplot (TN). V horních grafech (stanice nad 1600 m n. m.) pozorujeme opět trend nárůstu teplot. Až na malé rozdíly oba grafy ukazují chladnější (1961-1988) a teplé období (1988-2010). Některé roky se opět teplotně odlišují od ostatních. V levém grafu pozorujeme 7 údajů o výrazněji podprůměrných teplotách za roky 1962, 1963, 1965, 1969, 1974, 1984 a 1996 o hodnotě kolem  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Pravý graf ukazuje dvě výrazně podprůměrné anomálie za roky 1962 a 1984. Celkový trend vývoje teplot je ve vyšších polohách u obou grafů velmi podobný. Z konstanty  $x$  uvedené v grafu však opět vyplývá strmější růst minimálních teplot ( $0,048 > 0,035$ ).

Spodní grafy na obrázku ukazují anomálie teplot v nižších polohách než je výška 1600 m n. m. V těchto grafech nepozorujeme žádný výrazný trend vývoje teplot. Anomálie teplot se velmi liší v jednotlivých letech. Můžeme pozorovat pokles teplotních minim na začátku měřeného období (1961–1978) a mírný nárůst na konci měřeného období (1999-2010). V levém grafu byl nejteplejším rok 1961 s hodnotou  $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Pravý graf ukazuje hodnotu minimální anomálie teplot nejvyšší v roce 1964, kdy činila  $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Nejnižší teplota TX byla v levém grafu změřena v roce 1996 o hodnotě  $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Pravý graf ukazuje také rok 1996 se stejnou naměřenou hodnotou, tedy  $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ .



**Obr. 18: Minimální a maximální anomálie teplot v nadmořské výšce  $\geq 1600$  m n. m. a  $< 1600$  m n. m. Levé grafy ukazují anomálie maximálních teplot v různých výškách a pravé grafy anomálie minimálních teplot (Acquaotta a kol. 2015).**

Práce Aquaotta a kol. (2015) o italských Alpách hovoří jasně ve prospěch rychlejšího oteplování v oblastech nad 1600 m n. m. – vyšší polohy jsou patrně citlivějším indikátorem reflektování klimatických změn, avšak horské celky obecně jsou citlivé a vyžadují zodpovědný přístup zákonodárců v souvislosti růstem teplot.

### 3.5 Dílčí shrnutí

Nejen ve švýcarských, ale i v italských Alpách pozorujeme zřejmý trend nárůstu teplot, to však zejména od roku 1980 – rok cca 1980 je výrazným mezníkem v mnoha zmíněných pracích. Regresní přímky rostoucího charakteru jsou k vidění prakticky na všech přiložených obrázcích.

Na příkladu Švýcarska jsme pozorovali podstatný jev sezónnosti oteplování, kdy v zimě je v nižších polohách a okolí velkých toků za posledních 150 let pozorováno výrazné zvyšování teplot ( $0,17$  °C za desetiletí), kdežto čím výše položené místo, tím je oteplování pro období zimy méně výrazné. Opačný jev je pak pozorován v letních měsících, kdy oblasti velehor se oteplují rychlejším tempem než oblasti nízko položené.

Z obrázku databáze BerkeleyEarth pro oblast Švýcarska vyplývá, že za posledních 180 let se zvyšují jak maximální, tak minimální průměrné teploty; ty minimální však trend mají o poznání stabilnější.

Měření provedená dvojicí Gilbert, Vincent (2013) speciální metodou ve velmi vysokých polohách v dírách ledovců montblanského masivu svědčí o nezávislosti míry oteplování na nadmořské výšce, pokud se pohybujeme nad 0 °C izotermou.

Acquaotta a kol. (2015) naopak uvádí výraznější oteplování v polohách nad 1600 m n. m., než v polohách pod 1600 m n. m. Italské Alpy jsou dalším místem, kde nárůst teplot má vliv na ráz krajiny. Za několik desítek let můžeme pozorovat výraznější změny nejen v pokrývce sněhu a ledu, ale také v rámci přírodního prostředí – změnu bioty, vysychání některých toků a v konečném důsledku může dojít ke snížení atraktivity tohoto prostředí z hlediska turistiky.

Philipona a kol. (2013) konstatovali pro „Swiss lowland“ trend růstu teplot výraznější než ve vysokých polohách švýcarských Alp. Obr. 25 Acquaotty a kol. (2015) naznačuje, že trend ať pro minima či pro maxima není zřetelný, pokud se díváme na celé sledované období. Nesrovnalost hledejme v délce sledovaného období a také ve volbě kritérií. Philipona a kol. (2013) pracují s obdobími až od roku 1980, pro které bychom i u Acquaotty a kol. (2015) našli zvláště v případě minima určitý trend růstu. Druhý rozdíl spočívá v hranici nadmořské výšky – v první z prací se pracuje s daty pro výšky 0 – 800 a 800 – 3600 m n. m.; v druhé z prací hranicí kritéria nadmořské výšky výška 1600 m n. m.

Podle autorů Philipona a kol. (2013) bylo v nižších nadmořských výškách do 500 m n. m. pozorováno zvýšení teplot o zhruba 1,3 °C od roku 1981 do současnosti. Ve vysokých nadmořských výškách kolem 2200 m n. m. v Alpách se zvýšila teplota o méně než 1 °C za stejné období.

## **4 Projektované změny teploty vzduchu v alpské oblasti**

### **4.1 Nástroje projekcí budoucích teplot vzduchu**

Práce od autorů Kotlarski a kol. (2015) uvádí regionální klimatické modely, popisující vývoj teplot, který má nastat v budoucnu. Regionální klimatické modely jsou založeny na stejném principu jako globální klimatické modely s tím rozdílem, že globální klimatické modely se používají k modelování klimatu na celé Zemi nebo větší části Země. Naopak regionální klimatické modely se zaměřují na popis klimatu v rámci relativně malých regionů, jako jsou např. Alpy či střední Evropa. Klimatické modely jsou založeny na pozorování získaných z výzkumu fyzikálních procesů v atmosféře. Lze říci, že popisují přesun energie a materiálů v atmosféře. V klimatických modelech jsou použity matematické rovnice k popisu toho, jak na sebe vzájemně působí částice a hmota v různých částech atmosféry (Climate Models, NOAA, 2013).

Globální klimatické modely (GCM) popisují proudění vzduchu v atmosféře Země, dále pak popisují mechanismy oceánských proudů, které ovlivňují výskyt tlakových útvarů v atmosféře. Dále modely pracují se změnami teplot a tlaku v atmosféře a vysvětlují výskyt stálých tlakových výší (anticyklon) a níží (cyklon), které se nacházejí v atmosféře Země. Tlakové útvary mají vliv na stálost či nestabilitu klimatu, které panuje v dané oblasti na zemském povrchu (Climate Models, NOAA, 2013). Globální a regionální modely klimatu pomáhají popisovat změny polohy nestálých tlakových útvarů, které ovlivňují počasí a klima v atmosféře (Kotlarski a kol. 2015).

Regionální klimatické modely (RCM) poznatky o cirkulaci vzduchu aplikují na určitou oblast a popisují vývoj klimatu. Zároveň slouží k přesnějšimu popisu vývoje teplot. Regionální klimatické modely se používají při modelování klimatu v oblasti Alp. S těmito regionálními klimatickými modely popisují vývoj klimatu v Alpách autoři Kotlarski a kol. (2015).

#### **4.1.1 Ansámblové modely**

Co se týče ansámblových modelů, ty podle autorů Kotlarski a kol. (2015) pracují se zemským povrchem a jeho konkrétními specifiky, na kterých se předpovídá vývoj teplot či srážek. Povrch Alp je v modelech použitých těmito autory důležitý zejména proto, že vyšší horské vrcholy (přibližně kolem 1500 m n. m. a výše) vytvářejí srážkový stín, následkem čehož panuje v jejich okolí odlišné klima – klima v nižších oblastech mimo srážkový stín se liší od klimatu v nižších oblastech ve srážkovém stínu. Při úpatích

návětrné strany hor je více srážek během roku a průměrné roční teploty jsou nižší. Proto se vždy v ansámblových předpovědích pracuje s povrchem Země.

Vymodelovaný zemský povrch není vždy přesný, reliéf je zkruslený na základě rozlišení výškových dat v reliéfu. Autoři Kotlarski a kol. (2015) pracovali s 15 různými modely klimatu, které se vždy, více či méně, lišily od skutečného povrchu.

Podle těchto autorů je znázornění povrchu důležité také pro grafické znázornění vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce. Jak je uvedeno již výše, je pozorování vývoje teplot zásadní s ohledem i pro budoucí vývoj klimatu. V tomto případě je také důležité alespoň přibližné znázornění zemského povrchu, na kterém lze modelovat také lokální odlišnosti klimatu v určitých částech Alp.

Pokud bychom byli schopni určit lokální odlišnosti vývoje teplot v různých částech alpského regionu, více by odpovídaly výsledné teploty v modelech klimatu naměřeným teplotám v místech s lokálními odlišnostmi klimatu (Kotlarski a kol., 2015).

Ansámblové modely vždy pracují s některým z emisních scénářů, které se liší co do množství předpokládaného v budoucnu do ovzduší vypouštěného objemu emisí. Scénáře jsou řazeny podle předpokládaného vývoje emisí a dalších lidských faktorů ovlivňujících teploty. A2 je scénář předpokládající stále zvyšování emisí, A1B předpokládá zvyšování emisí do poloviny 21. stol. a následné snížení emisí v důsledku vývoje technologií. Scénář B1 předpokládá postupné snižování emisí do konce 21. stol.

Používá se také kategorizace RCP = *representative concentration pathways*. Přeložme jako „reprezentativní směry vývoje koncentrací“ a jsou definovány množstvím radiačního působení v roce 2100 v porovnání s rokem 1750. Jednotkou je watt na metr čtvereční. Směry jsou definovány čtyři hlavní, obvyklé: RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 a RCP8.5, přičemž číslo vždy značí míru radiace: 2,6 W\*m<sup>-2</sup> u RCP2.6 atd. (Van Vuuren, 2011).

### **Projekt ENSEMBLES**

ENSEMBLES je projekt založený na simulacích GCM a vybraných RCM pro Evropu. Použité RCM pracují s vysokým rozlišením na menší ploše. Autoři Gobiet a kol. (2013) získané údaje z projektu aplikovali na projekce teplot v alpské oblasti. Modely z tohoto projektu využili pro projekce teplot do poloviny a konce 21. stol (viz kapitola 4. 2.). Platí, že čím dále do budoucnosti předpokládáme vývoj teplot, tím větší je zde nejistota výsledných teplot. Do poloviny 21. století je nejistota <10%, do konce 21. stol. se výrazně zvýší, a to až na 30–40% hodnotu.

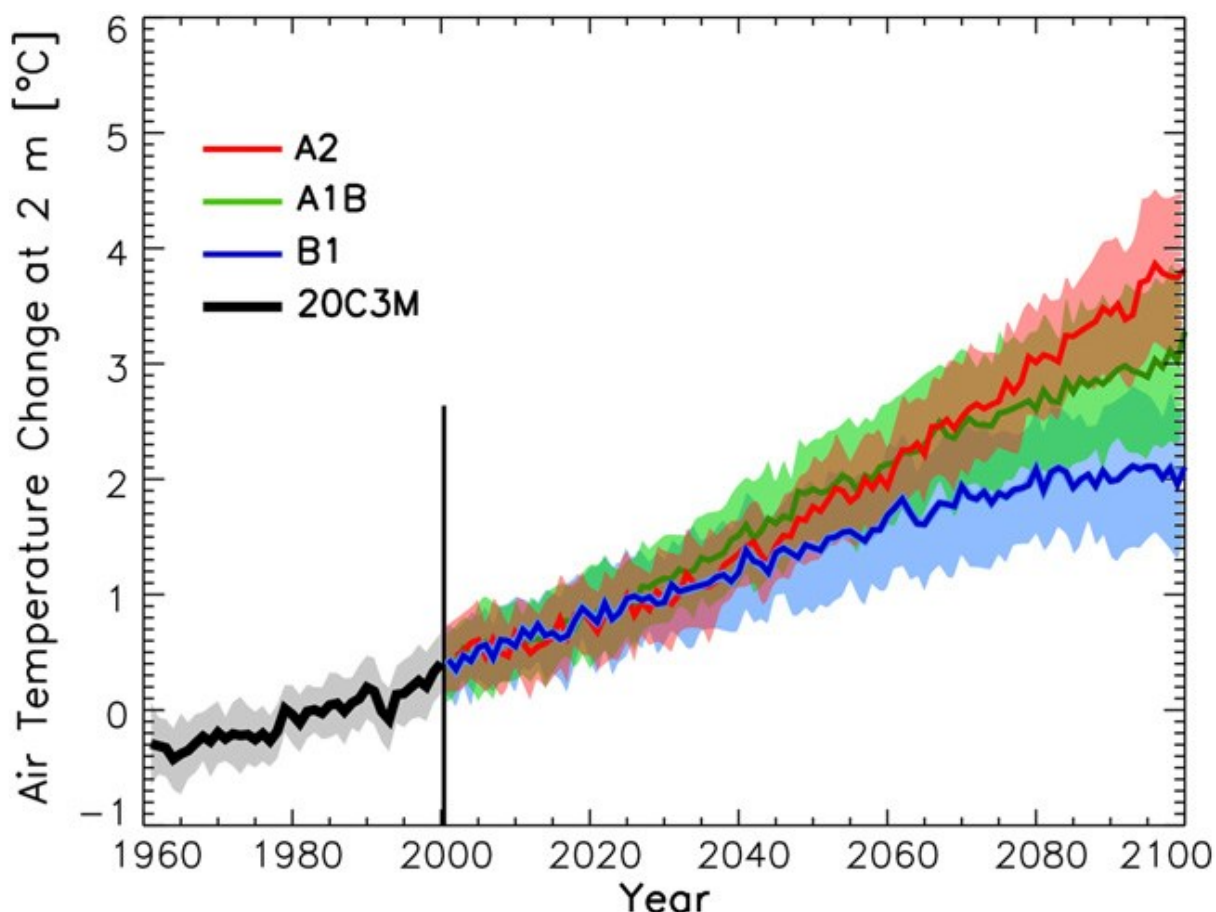


Dalšími používanými projekty pro modelování vývoje teplot jsou PRUDENCE a EURO-CORDEX.

#### 4.2 Scénáře vývoje průměrné teploty vzduchu v Alpách

Gobiet a kol. (2013) uvádějí data z projektu CMIP3 ohledně vývoje teplot od současnosti až do roku 2100. Projekt CMIP3 obsahuje několik desítek modelových simulací vývoje teplot vypočítaných ve většině případů na základě GCM a také malé části GCM-RCM modelů. Následně z projektu CMIP3 uvádějí tři hlavní scénáře vývoje klimatu.

Na obr. 19 vidíme předpokládaný vývoj teplot v Evropě podle scénářů A2, A1B, B1. Označení 20C3M obsahuje výsledky modelů testovaných na pozorovaných teplotách v minulosti.



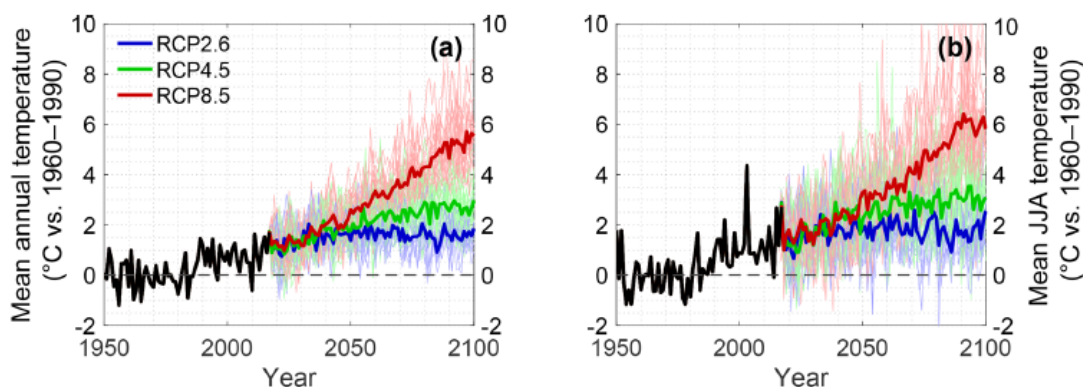
**Obr. 19:** Projektované hodnoty změny teploty oproti průměrům let 1961–1990 podle emisních scénářů v 21. stol. Jednotlivé scénáře A2, A1B a B1 jsou založeny na předpokládaném vývoji emisí (Gobiet a kol., 2013).

Graf v obr. 20 ukazuje poměrně stálé zvyšování teplot do konce 21. stol. V průměru se teplota podle emisních scénářů zvýší o cca 3 °C. Scénář A2 ukazuje nejvyšší zvýšení, a to

až o téměř 4 °C. Scénář A1B předpokládá zvýšení teplot o přibližně 3 °C a scénář B1 uvádí zvýšení teploty asi o 2 °C.

V článku Zekollari a kol. (2019) o budoucím vývoji ledovců v evropských Alpách najdeme další variantu budoucího vývoje teplot. V obr. 20 je naznačena teplotní anomálie ledovcových oblastí (studie pracuje s daty zjištěnými až z 1500 ledovců v rámci Alp) podle různých emisních scénářů. Referenčním obdobím jsou opět roky 1961–1990. Levý graf ukazuje změnu průměrných ročních teplot a pravý změnu v letních měsících. Data jsou založena na výpočtech projektu EURO-CORDEX.

I za pomoci těchto dat docházíme k variantám oteplování v rozpětí 2 až 6 °C během 21. století, což je větší rozdíl, než jaký ukazuje obr. 19. Zvýšení teplot je podle scénáře RCP8.5 až o 2 °C vyšší, než v případě emisních scénářů v Evropě. V případě scénáře s největším oteplováním (při emisním scénáři hovořícím o největším množství vypouštěných emisí) práce předpokládá úbytek ledovcové masy o 94 procent ( $\pm 4$  procenta) ke konci století.



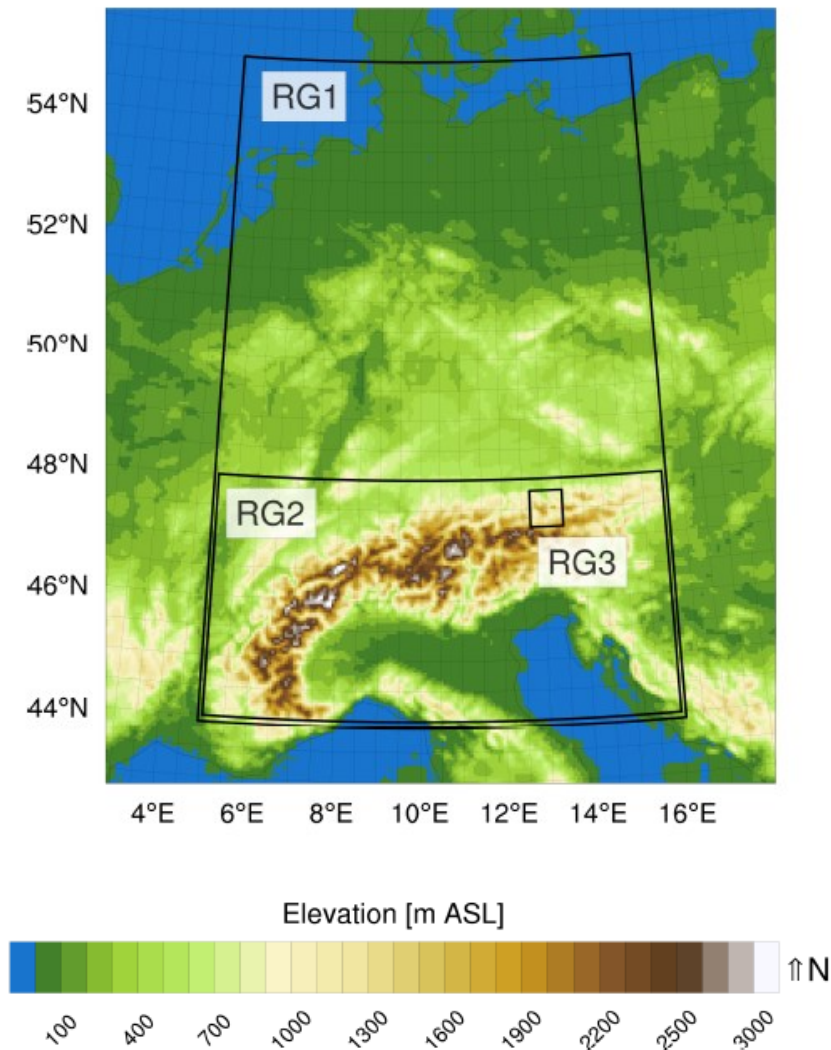
Obr. 20: Projekce vývoje teplot v oblastech alpských ledovců relativně k průměru za období 1961–1990. Grafy vlevo ukazují vývoj ročních teplot a pravé grafy vývoj teplot v letních měsících (červen, červenec, srpen). Barevné čáry se odlišují použitým emisním scénářem (modrá předpokládá nejmenší množství emisí v 21. století). (Zekollari a kol., 2019)

### **4.3 Projektovaný vývoj průměrných teplot v blízké budoucnosti (do poloviny století)**

Práce Warscher a kol. (2019) pracující s regionem střední Evropy ve vysokém rozlišení (5 km) a emisním scénářem RCP4.5 (nižší střední míra emisí) uvádí porovnání teplot mezi průměrem let 1980–2009 a 2020–2049. Dochází k závěru, že v Alpách střední Evropy stoupne průměrná roční teplota o 0,96 °C. Nejvíce má teplota stoupat v zimě a na jaře. Nyní podrobněji.

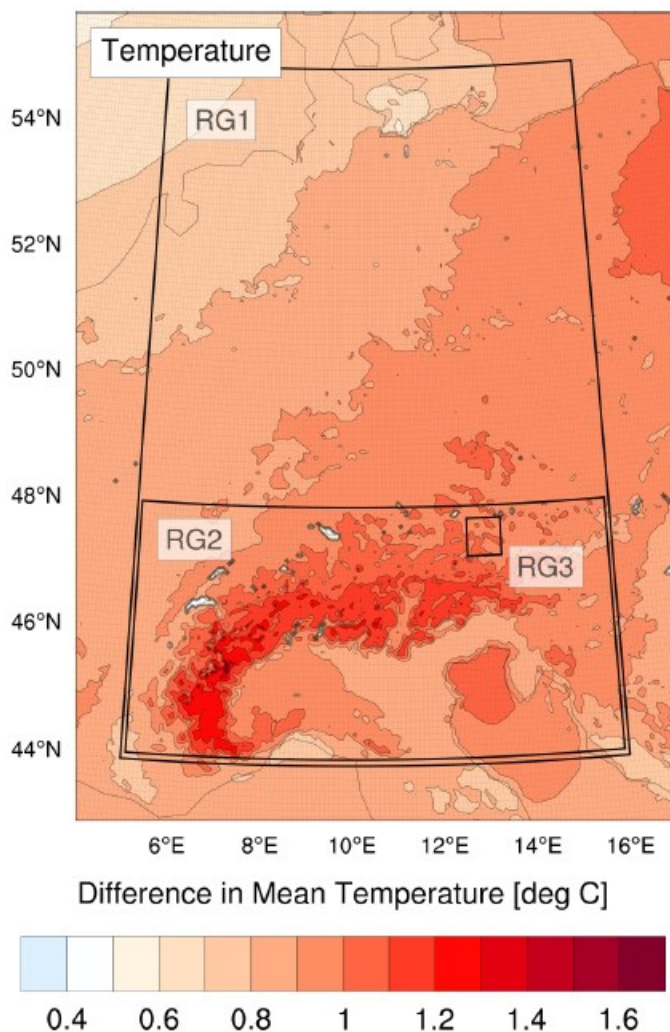
V úvodu práce je validována relevance prováděného RCM modelu s velmi dobrými výsledky a je tak zaručena také relevance výstupů simulace. Zároveň je zmíněno, že vysokohorské celky jsou považovány za citlivější ve vztahu k postupnému oteplování. Je připomenuta publikace Jacob a kol. (2014), která tvrdí, že průměrné roční oteplení regionu Alp pro období 2071–2100 ve srovnání s obdobím 1971–2000 se má pohybovat v rozmezí 1,9 °C a 3,4 °C. Smiatek a kol. (2016) dochází k závěru oteplení o 2,5 °C na podzim a v zimě, 2,4 °C v létě a 1,9 °C na jaře při porovnání stejných period pomocí ansámblového modelu. Je zdůrazněno, že meteorologické podmínky v horských regionech jsou charakteristické vysokou mírou členitosti v čase i prostoru, následkem čehož vyžadují právě analýzy při vysokém rozlišení.

V práci jsou porovnány tři regiony odstupňované velikostí své rozlohy: RG1 – velká část střední Evropy, Německo a Alpy; RG2 – Alpy a okolní oblasti; RG3 – Berchtesgadenské Alpy v jihovýchodním Německu (které jsou unikátní hustou sítí meteorologických stanic) – viz obrázek 21.



**Obr. 21: Oblast zkoumaná v práci Warscher a kol. (2019) a vymezení jednotlivých regionů. (Warscher a kol., 2019)**

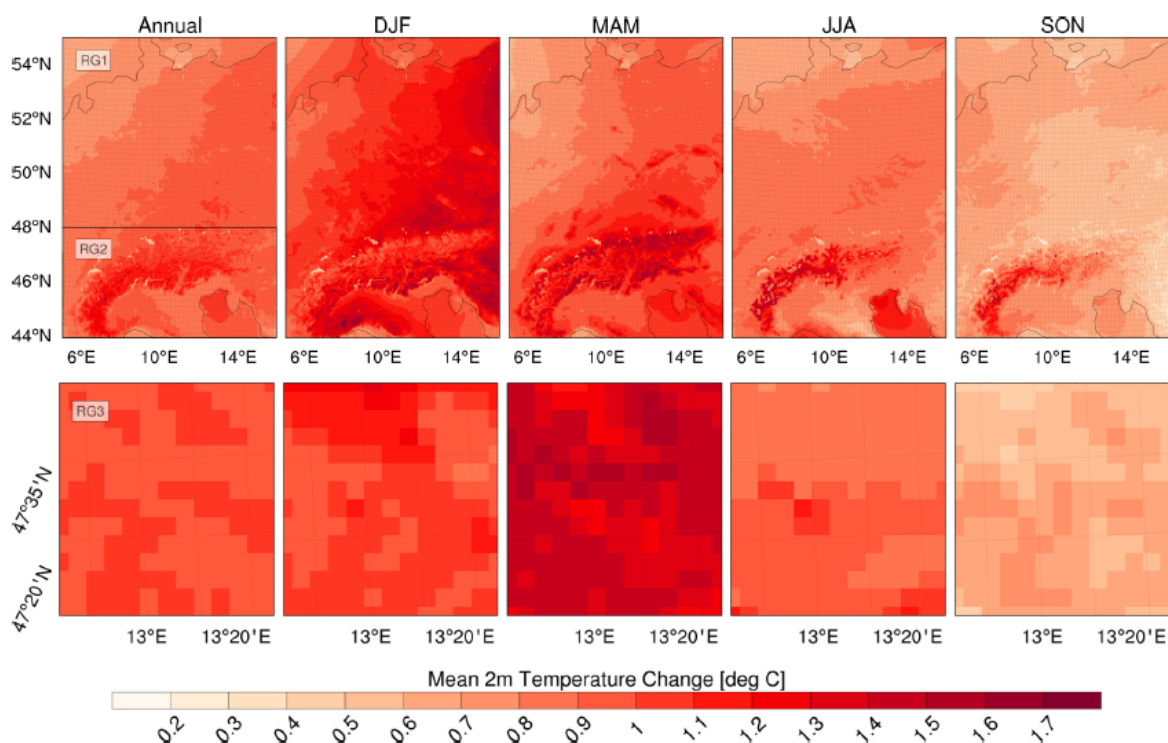
Pokud jde o podrobnější zjištění v souvislosti s vývojem teplot, tak zjištění autorů jsou následující: Projektované výsledky ukazují konzistentní oteplování pro všechna roční období i regiony (viz obrázek 22), přičemž absolutně nejnižší modelovanou změnou je +0,21 °C nad většími vodními útvary (jezera) v Alpách a nejvyšší je +2,27 °C v malých částech jihozápadních Alp – obě maxima jsou nalezena pro období podzimu. Nejnižší změna roční teploty (kromě zmíněných jezer) je +0,5 °C a nejvyšší roční změna je ve výši +1,6 °C. Průměrné roční oteplení v regionu RG1 činí 0,9 °C.



**Obr. 22: Změna průměrné roční teploty v jednotlivých regionech. (Warscher a kol., 2019)**

Dále jsou pozorovány značné rozdíly oteplování mezi jednotlivými ročními obdobími (obr. 23). Sezónní maximum pro RG1 i RG2 je zimě ve výši 1,13 °C, resp. 1,15 °C. V oblasti RG3 je oteplení mnohem větší v jarních měsících (+1,41 °C) než v ostatních. Ve všech regionech má dojít k nejmenšímu oteplení v podzimní sezóně: RG1: +0,64; RG2: +0,68; RG3: +0,61.

Pozorovat lze také jev nadmořskou výškou podmíněného oteplování, ale tento jev bude ještě diskutován dále.



**Obr. 23: Změna průměrné roční a sezónní teploty (2 m nad povrchem) pro jednotlivé regiony. (Warscher a kol., 2019)**

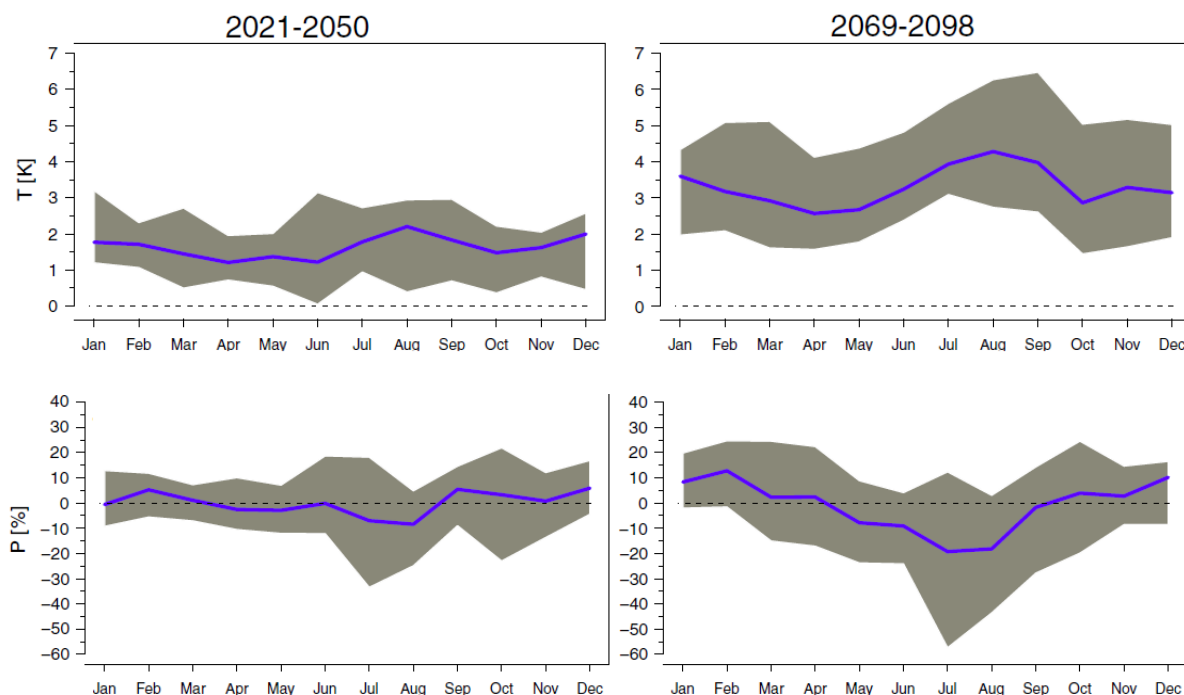
#### 4.4 Projektovaný vývoj průměrných měsíčních teplot v 21. století

Na základě projektu ENSEMBLES se simulacemi RCM-GCM vytvořili Gobiet a kol. (2013) předpokládaný vývoj teplot vzduchu v alpském regionu do konce 21. století.

Obr. 24 ukazuje předpokládanou změnu průměrných měsíčních teplot vzduchu (horní grafy) a srážek (spodní grafy), levé grafy od roku 2021 do roku 2050 a pravé grafy od roku 2069 do roku 2098; obojí oproti letům 1961–1990. Silná linie ukazuje medián projektovaných teplot a šedá oblast označuje rozpětí 10. a 90. percentilu. Je důležité zmínit, že referenčním obdobím, ke kterému se grafy vztahují, je perioda od roku 1961 do 1990; grafy znázorňují změnu oproti průměrům z tohoto období. Všimněme si, že dvě období, se kterými grafy pracují (2021–2050 a 2069–2098) jsou stejně dlouhá jako ono referenční.

Výsledný vývoj teplot v jednotlivých měsících v roce ukazuje zvýšení teplot během celého roku, přičemž pozorujeme výraznější zvýšení teploty v létě v obou grafech. Do poloviny 21. stol. by se v srpnu měla zvýšit teplota v průměru o 2,2 °C a do konce 21. stol. by se ve stejném měsíci měla zvýšit až o 4 °C. Teplota by se měla zvyšovat i v zimě, i když mírnějším tempem, v lednu do roku 2050 by se teplota měla zvýšit o 1,7 °C a do konce 21. stol. o 3,6 °C. V létě a v zimě se předpokládá vyšší oteplování, než na jaře a na

podzim, kdy oteplování do konce poloviny 21. století podle předpovědi nepřesáhne 1,5 °C a do konce 21. stol. 3 °C.



**Obr. 24: Grafy změny měsíčních teplot a srážek do konce poloviny 21. stol. (levé grafy) a do roku 2098 (pravé grafy). Šedá zóna ukazuje rozpětí 10. a 90. percentilu dat (Gobiet a kol., 2013).**

Údaje o předpokládaném vývoji měsíčních srážek ukazují na obr. 31 spodní grafy. Do konce roku 2050 má dojít k úbytku srážek zejména v létě (10 %) a k mírnému zvýšení v zimě, hlavně v únoru (kolem 5 %). Pravý graf ukazuje výrazné snížení srážek v létě, až o 20 %, a mírné zvyšování úhrnu v zimě (o 10 %).

V grafu v letních měsících pozorujeme také výrazné rozpětí dat v šedé zóně, tedy v 10. a 90. percentilu. To naznačuje, že data z jednotlivých modelů se v tomto období značně rozcházejí, což potvrzuje vysokou nejistotu určování dat na více než 50 let dopředu.

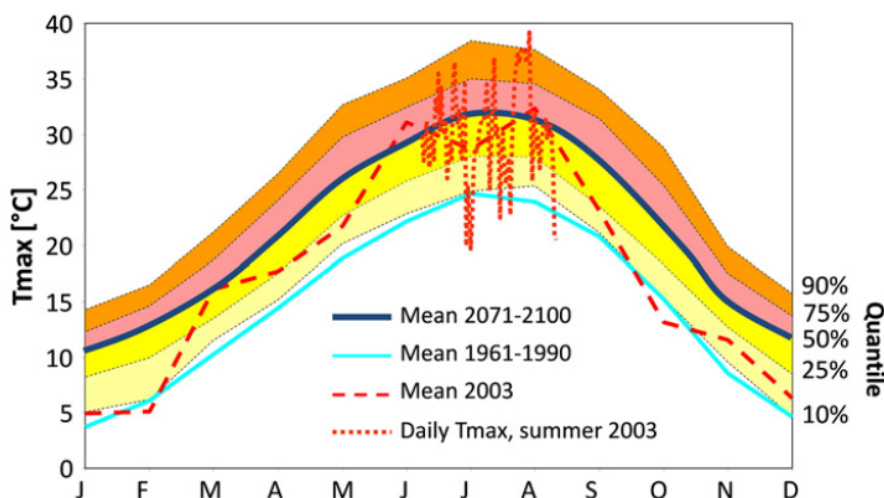
Pokud jde o teplotní extrémny, resp. posouzení průměru nejvyšších denních teplot v jednotlivých měsících, Gobiet a kol. (2013) předkládají tvrzení o souvislosti mezi půdní vlhkostí a šířením teplého vzduchu. Existuje souvislost mezi prouděním suchého vzduchu na sever z oblasti Středomoří během zimních měsíců a výskytem intenzivních vln teplého vzduchu ovlivňujících Evropu severněji. Podobné jevy mají být stále častější a mají mít za následek častější výskyt roků či ročních období považovaných za extrémní.

Jako ilustrace dané věci může sloužit obr. 25 (Beniston, 2007b in Gobiet, 2013). Hodnoty náleží městu Basilej ve Švýcarsku. Černá linie naznačuje průměr jednotlivých RCM modelů. V obrázku jsou rovněž ukázána pásma jednotlivých percentilů, čili čím dále

– vertikálním směrem – se od černé linie se v grafu nacházíme, tím nepravděpodobnější je, že nastane daná teplota v daném měsíci. A i přesto vidíme, že v srpnu roku 2003 nastala teplota, se kterou nepočítají ani „odvážné“ projekce pro roky 2071–2100 – to lze pochopitelně považovat za náhodný extrém. Relevantnější je srovnání jednotlivých měsíčních průměrů (přerušovaná červená linie procházející celým obrázkem) – ta se většinu svého průběhu pohybuje pod průměrem 2071–2100.

Vidíme, že průměrná maximální denní teplota projektovaná pro závěr 21. století je nejvyšší v červenci, a to ve výši cca 31 °C – hranice 90. percentilu se dotýká dokonce asi 39 °C. Dále si všimneme rozdílu asi 6 °C oproti teplotám naměřeným v letech 1961–1990.

Při detailnější analýze statistik zjistíme, že frekvence výskytu rekordně teplých období minulých let bude naprosto běžná v době kolem roku 2100: Jedno ze dvou let bude tak horké jako to v roce 2003, dále 6 z 10 zim bude tak teplých jako rekordně teplá zima v roce 2007, 7 z 10 jar bude tak horké jako to v roce 2007 a 6 z 10 podzimů bude tak teplých jako podzim v roce 2006. Zkrátka, co je dnes považováno za abnormální, má být normou v letech kolem roku 2100. (Gobiet a kol., 2013)



Obr. 25: Měsíční průměry denních maxim v multimodelové projekci (2071–2100) podle emisního scénáře A2 pro Basilej. Srovnání s naměřenými hodnotami během anomálně horkého roku 2003 a průměrem hodnot naměřených v letech 1961–1990. (Gobiet a kol., 2013)

#### 4.5 Projektovaný vývoj teploty vzduchu v závislosti na nadmořské výšce

Gobiet a kol. (2013) ve svém výzkumu uvádějí projekci vývoje teplot, srážek a sněhové pokrývky v Alpách v různých nadmořských výškách. Tyto modely byly validovány na teplotních datech z referenčního období 1961-1990 a projektují vývoj teplot v různých



nadmořských výškách pro čtyři roční období mezi lety 2070-2099 (obě období v délce 30 let). Výpočty pracují s emisním scénářem A1B.

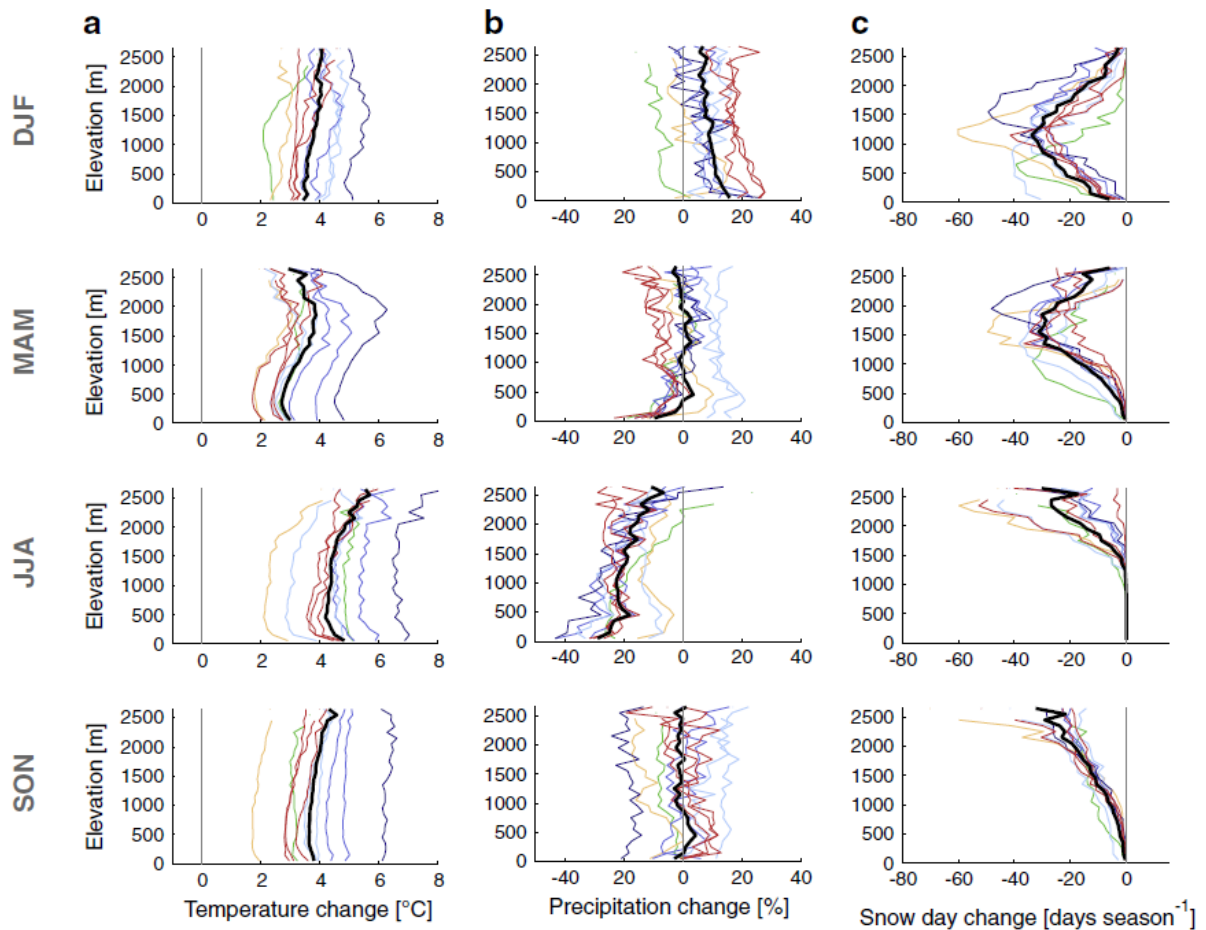
Na obr. 26 pozorujeme vývoj teplot (a), srážek (b) a změnu počtu dnů se sněhovou pokrývkou (c). Černá linie ukazuje průměr všech 10 modelových projekcí, barevné linie označují jednotlivé použité modely projekcí teplot pro období 2070-2099 za 4 roční období ve vztahu k údajům změřeným v referenčním období 1961-1990. Horní grafy mají označení DJF (December, January, February – prosinec, leden a únor), tedy zimní měsíce. Další grafy postupně ukazují vývoj teplot na jaře, létě a na podzim.

V grafech (a) na obr. 26 je uvedena projekce vývoje teplot, v zimním a jarním období modely předpovídají nejvýraznější oteplení ve výškách 1500-2000 m n. m., v zimě v průměru o 4 °C, na jaře ve zmíněných výškách o 4 °C, v nižších výškách méně (2,5 °C). Přibližně ve stejné výšce (1500-2000 m n. m.) má podle grafu (c) dojít k nejvyššímu snížení počtu dnů se sněhovou pokrývkou, a to o 30 dní.

Projekce v letních a podzimních měsících má dojít shodně ke zvýšení teplot v průměru o 4 °C, přičemž teplota se podle projekcí bude zvyšovat více ve vyšších polohách (až o 6 °C v poloze 2500 m n. m. v letních měsících). Počet dnů se sněhem se podle grafů sníží i v létě a na podzim, ve výškách nad 2000 m n. m. o 30 dní, což opět koreluje s vyšší teplotou. V nižších polohách v tomto období není žádná změna počtu dnů se sněhem, a to logicky proto, že v létě a na podzim se sníh v nižších polohách nenachází.

Grafy vývoje srážek (b) popisují v zimě mírné zvýšení úhrnu a výraznější snížení úhrnu v létě, zejména v nižších polohách. Vidíme velmi rozkolísané trendy průběhu grafů, což naznačuje nejednoznačné výsledky projekcí.

Na jaře a na podzim by v průměru nemělo dojít k výrazné změně úhrnu srážek, přestože některé modely ukazují mírné zvýšení či snížení úhrnu. Změna úhrnu srážek by měla být na konci projektovaného období nulová.



**Obr. 26: Projekce změny teplot (2 m nad povrchem), srážek a dnů se sněhovou pokrývkou v závislosti na nadmořské výšce. Černé linie zachycují modelový průměr (2070–2099) změny oproti referenčnímu období vypočítaných údajů z meteorologických stanic v Alpách v letech 1961–1990. Barevné linie zobrazují projektované údaje jednotlivých modelů. (Gobiet a kol. 2013)**

O závislosti oteplování na nadmořské výšce hovoří také práce Warscher a kol. (2019) pracující s regionem střední Evropy ve vysokém rozlišení (5 km) a emisním scénářem RCP4.5 (nižší střední míra emisí) a praví, že oteplování má být výraznější v některých výše položených oblastech, pro jiné však tato teze neplatí. Dokonce říká, že oteplování je v některých výše položených oblastech nižší. Čili autoři o vztahu nadmořské výšky a míře oteplování mluví s rezervou.

Práce připomíná, že vztah mezi nadmořskou výškou a mírou oteplování je potvrzena mnoha pozorováními a taktéž simulace jeho existenci potvrzují – např. je připomenuta práce Yan a Liu (2014), která sesbírala data ze 139 meteorologických stanic v oblasti tibetské náhorní plošiny a která podává přesvědčivé výsledky. Obecně lze říci, že jev je výraznější při porovnávání denních minim než při hodnocení denních maxim.

Ve smyslu průměrných ročních teplot je závislost nadmořské výšky a míry oteplování patrná v regionech RG1 a RG2 (vymezení viz výše) ve výškách nad 1500 metrů nad mořem, kdy se pohybujeme v rozmezí 0,9 – 1,2 °C – čili čím výše nad mořem, tím větší oteplení. Vztah nadmořské výšky a míry oteplení není k nalezení pro RG3. Co se týče sezónních údajů, nárůst s nadmořskou výškou je pozorovatelný ve všech ročních obdobích kromě zimy. Vztah je nejsilnější pro jarní měsíce, kdy čteme změnu 0,9 °C v nižších polohách a 1,5 °C ve vyšších polohách v rozmezí 1000–1300 m n. m. Nicméně, při posuzování údajů pro výšky 1500–3000 nám vychází mnohem méně výrazný gradient. Podobně rozporná zjištění nacházíme při porovnání prací Kotlarski a kol. (2012), Gobiet a kol. (2013) a Smiatek a kol. (2016), kdy první dvě zmíněné práce hovoří pro vztah mezi nadmořskou výškou a mírou oteplování a poslední zmíněná je mnohem opatrnější.

V závěru práce Warscher a kol. (2019) je řečeno, že 5km rozlišení je pro tak komplikovaný region jako jsou Alpy stále příliš hrubé, avšak současné technické možnosti neumožňují provedení modelů ve vyšším rozlišení, natožpak pro dlouhé časové úseky (např. století) a pro regiony celých kontinentů.

#### **4.6 Projekce teplot popisující minulé období**

Autoři Kotlarski a kol. (2015) použili několik modelů, které měly za cíl zachytit průběh vývoje teplot a také vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce za posledních 40 let 20. století, a ukázat tak přesnost jednotlivých modelů, které se snaží popsat vývoj klimatu.

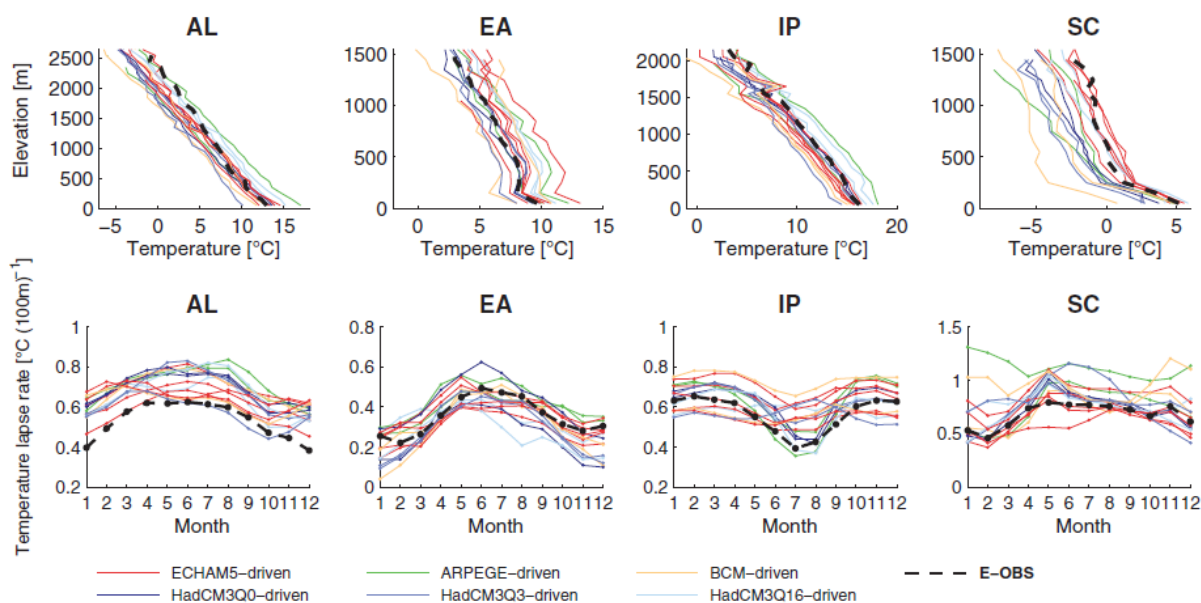
Při tvorbě průběhu vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce od roku 1961 do roku 2000 byly v práci Kotlarski a kol. (2015) použity regionální klimatické modely od několika meteorologických institutů. Mezi ně patří modely HIRHAM a RCA. Tyto modely vývoje teplot byly následně srovnány s naměřenými teplotami v Alpské oblasti (Kotlarski a kol., 2015).

Na obr. 27 jsou uvedeny teploty, které jsou srovnávány s jednotlivými výstupy regionálních klimatických modelů ze čtyř evropských regionů. Kromě regionu Alp (AL) jsou zde pro srovnání uvedeny i další regiony - východní Evropa (EA), Pyrenejský poloostrov (IP), Skandinávie (SC). Přesnost RCM se liší v jednotlivých regionech. Zatímco v alpské oblasti popisují tyto modely trend závislosti teplot na nadmořské výšce poměrně přesně ve srovnání s naměřenými teplotami, v dalších regionech, zejména pak ve Skandinávii modelovaná teplota dosahuje větších rozdílů v porovnání s naměřenými teplotami. Modelované teploty v horním grafu poměrně dobře odpovídají teplotám

naměřeným a přesně zachycují trend oteplování v závislosti na nadmořské výšce (Kotlarski a kol., 2015).

Grafy ve spodní části obr. 27 uvádějí vertikální teplotní gradient pro každý měsíc v roce v období posledních 40 let 20. stol. Modely ukazují, že při vystoupení o každých 100 m nadmořské výšky se sníží teplota přibližně o 0,6 °C v lednu. Tato hodnota je v červenci vyšší, za každých 100 m se sníží teplota o 0,7 °C.

Hodnoty naměřené stanicemi jsou nicméně o něco nižší. Při vystoupení 100 m nadmořské výšky se teplota sníží o 0,4 °C v lednu a přibližně o 0,6 °C v červenci. V případě alpské oblasti jsou modelované teploty vyšší o 0,2 °C až 0,4 °C než naměřené teploty.



**Obr. 27: Grafické znázornění pozorovaných a modelovaných teplot v závislosti na nadmořské výšce, horní grafy znázorňují závislost průměrné roční teploty na nadmořské výšce změřené na meteorologických stanicích ve 2 m nad povrchem v období mezi lety 1961 a 2000 (černá čárkovaná čára), ostatní linie znázorňují modelované teploty, tedy předpokládané, dle jednotlivých modelů.**

**Spodní grafy ukazují vertikální gradient teplot v každém měsíci v roce. V grafu můžeme pozorovat, že vertikální gradient teplot je v alpské oblasti vyšší během letních měsíců (Kotlarski a kol. 2015).**

Autoři Kotlarski a kol. (2015) přesto uvádějí, že bez ohledu na rozdíly, které ukazují jednotlivé modely, je zde shodně zachycen trend vývoje a závislosti teploty na nadmořské výšce.

#### 4.7 Nejistoty projekcí budoucích teplot

Podle Zublera a kol. (2016), jsou současné scénáře změny klimatu ve Švýcarsku – CH2011 (z roku 2011) – založeny na modelových projekcích ENSEMBLES (van der Linden a Mitchell, 2009 in Zubler a kol., 2016) vycházejících z GCM a RCM modelů klimatu, tyto scénáře počítají s tzv. SRES A1B emisním scénářem (Nakicenovic a Swart, 2000; IPCC, 2007 in Zubler a kol., 2016) také uvádějí, že změny teplot a úhrnů srážek byly vypočítány jako sezónní průměr pro pět klimatologických regionů a zahrnují 30letá období (1980-2009 a 2070-2099) v těchto scénářích změny klimatu.

Společné zhodnocení několika RCM-GCM projekcí bylo vytvořeno s tzv. Bayesovým algoritmem výpočtu kombinací modelů aby byly vypočítány pravděpodobnosti teplot předpokládaných změn klimatu (Buser a kol., 2009; Fischer a kol., 2012 in Zubler a kol. 2016). Do konce 21. století (2070-2099) a podle teplotního scénáře A1B se projekce teplot výrazně liší od stavu, který byl zaznamenán v nedávném období (1980-2009) o několik stupňů Celsia (Zubler a kol. 2016).

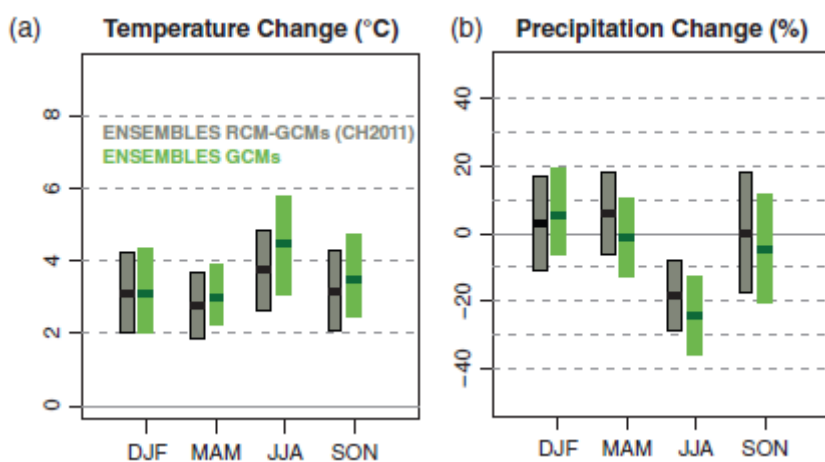
Podle autorů Zublera a kol. (2016) jsou projekce teplot v modelu CH2011 založeny na neúplné matici RCM-GCM modelů z projektu ENSEMBLES, z čehož vyplývá, že ne všechny zastoupené regionální klimatické modely byly sloučeny s dostupnými globálními klimatickými modely. Zároveň ve 14 RCM-GCM projekcích, které byly vypočteny do roku 2100, je použito jen 6 globálních klimatických modelů (GCM).

Autoři Fischer a kol. (2012) zmiňují v práci od autorů Zubler a kol. (2016), že většina zdrojů nejistot v modelových projekcích v regionálním měřítku pramení z výběru specifického GCM, který nekoresponduje s výběrem regionálního klimatického modelu.

V obr. 28 od autorů Zubler a kol. (2016) je znázorněno, že při použití stejné kombinace mnoha modelových algoritmů, jako použili autoři Fischer a kol. (2012) s použitím stejných kroků v pre- a postprocessingu v projekcích GCM simulací (místo spojených simulací RCM-GCM) se ve výsledku ukazují velmi podobné hodnoty. Simulace RCM-GCM použité ve Švýcarsku ukazují změnu teplot o 2-4 °C v zimním období (prosinec-únor) v posledních 20 letech 21. stol. Stejnou hodnotu ukazují simulace GCM používané ve světě. V letních měsících ukazují scénáře použité ve Švýcarsku zvýšení teploty o 2,5-5 °C v letním období (červen-srpen) a simulace používané globálně ukazují zvýšení o 3-6 °C ke konci 21. stol.

Pravý graf ukazuje předpověď srážek. V zimním období má dojít ke zvýšení úhrnu srážek v průměru o zhruba 5 % podle švýcarské simulace klimatu a podle simulace klimatu v globálních modelech má dojít ke zvýšení úhrnu o přibližně 7 %. Co se týče

letního období, zde má dojít k úbytku srážek za období 2071-2099 o přibližně 20 % podle švýcarské simulace a podle simulace globálního modelu má dojít ve stejném období o snížení úhrnu srážek v průměru o 25 %. Obě simulace ukazují velmi podobné hodnoty a rozdíl ve výsledcích simulací je jen v řádu jednotek procent.



**Obr. 28:** Srovnání výsledků pravděpodobnostních projekcí teplot (levý graf) a srážek (pravý graf) za použití kombinace RCM-GCM (šedé krabicové grafy) a samotných GCM (zelené grafy) v projektu ENSEMBLES (Zubler a kol., 2016).

Podle autorů Zubler a kol. (2016) toto naznačuje, že klimatické změny spojené s nejistotami v alpském regionu jsou z větší části určeny projekcemi globálních klimatických modelů. Obr. 28 naznačuje, že projekce regionálního klimatu jsou značně ovlivněny jak počtem použitých GCM, tak také specifickou volbou GCM.

Přestože podle Zublera a kol. (2016) je dostupných 39 globálních klimatických modelů, které jsou zastoupeny v projekcích klimatu CMIP5, je pravděpodobné, že existuje výrazně menší nejistota v modelech použitých v evropské projekci klimatu EURO-CORDEX. Bylo by tedy žádoucí, aby se předcházelo některým nejistotám pramenícím z GCM projekcí v regionálním měřítku.

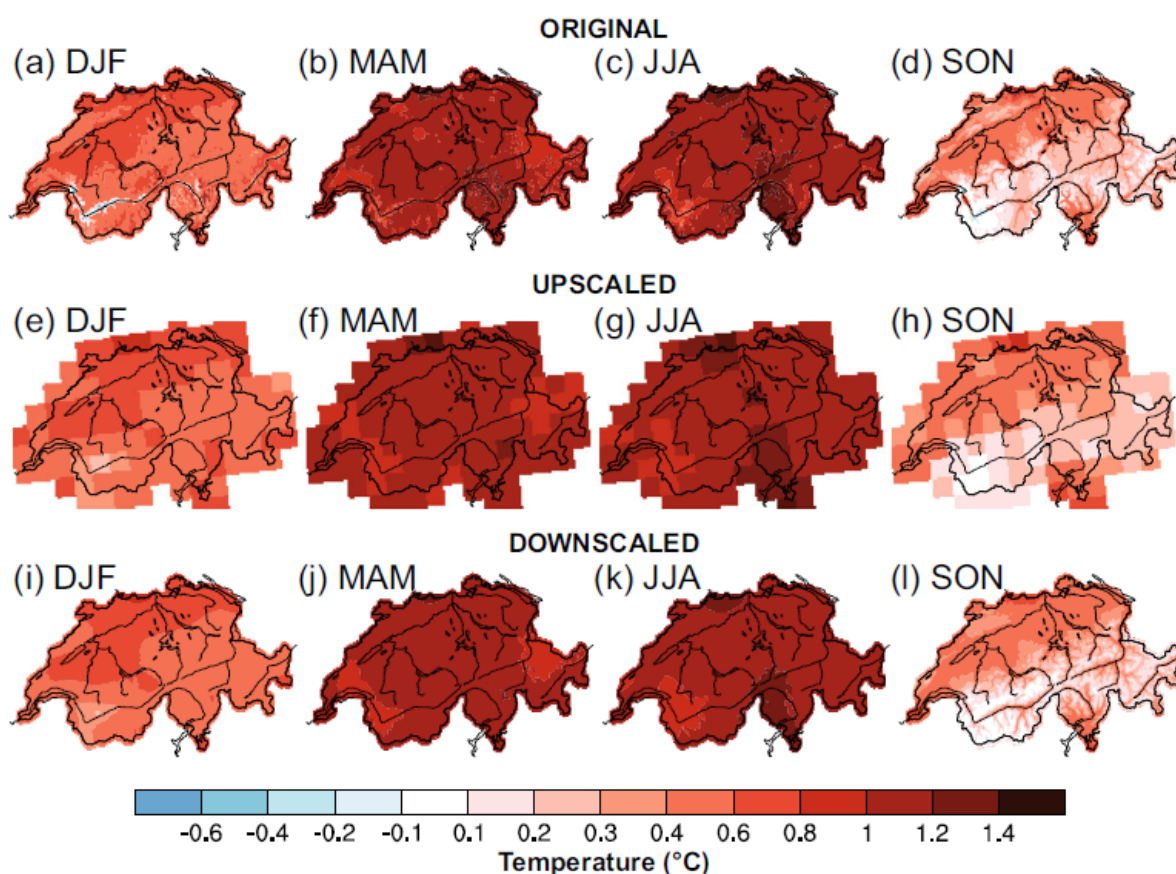
Proto se ve své práci Zubler a kol. (2016) snaží o lepší vysvětlení GCM projekcí modelů s pokrytím větší plochy v alpské oblasti, při použití všech dostupných 39 globálních modelech klimatu.

Dále se poukazuje na provedená měření a projektované změny klimatu. V nich se ukazuje potřeba spolehlivých a aktuálních informací o změně klimatu, které by ukazovaly lokální až regionální změny, aby bylo možné efektivně zvládnout budoucí rizika změny klimatu. Podle Zublera a kol. (2016) se vytvářejí projekce dat z globálních

klimatických modelů, které mají horizontální rozlišení od 100 do 300 km, což je velmi hrubé měřítko pro použití zejména ve složitém terénu, jako jsou Alpy.

Proto je potřeba použití efektivní metody tzv. downscalingu (zjednodušeně se jedná o snížení měřítka u některých dat, jejich použití na menší plochu) pro přesnější popis klimatu v regionech. Dále je zřejmé, že přes veškerý dosažený pokrok na poli modelování klimatu, od vytváření projekcí od lokálního přes regionální klima, jsou projekce klimatických změn spojeny s celou řadou nejistot, co se týče emisí skleníkových plynů přes nejistoty v modelech klimatu až po nejistoty vznikající z kolísání v přírodních procesech (Knutti a kol., 2010; Fischer a kol., 2012 in Zubler a kol., 2016).

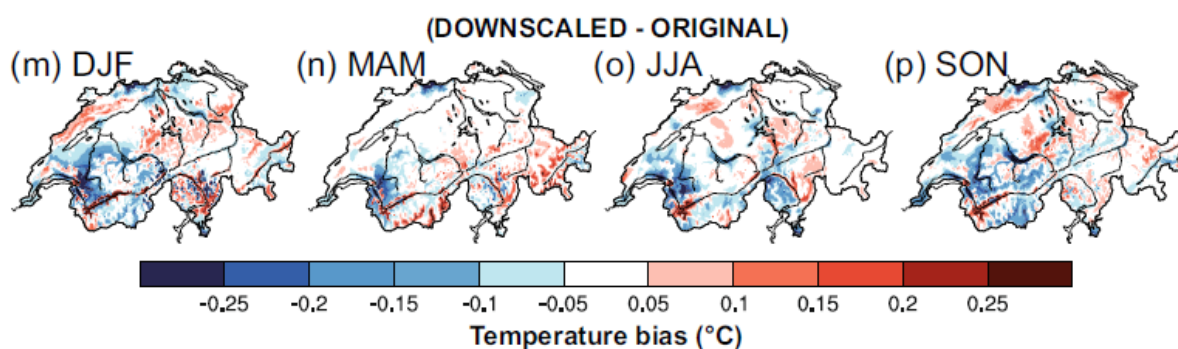
Příklad downscalingu ukazuje obr. 29 z práce Zubler a kol. (2014). Horní grafy ukazují původní data změny sezónních teplot. Změna teplot byla zaznamenána mezi obdobími 1961-1990 a 1981-2010. Prostřední grafy ukazují převedení dat do hrubšího měřítka (upscaling), na větší plochu. Následně použili autoři downscaling pro dosažení přesnějších výsledků změny teplot.



Obr. 29: Sezónní změna teplot mezi obdobími 1961-1990 a 1981-2010. Jednotlivé řady grafů ukazují použití upscalingu a následného downscalingu na původních datech (Zubler a kol., 2014).

Podle autorů Zublera a kol. (2016) je přednostně přírodní variabilita teplot a srážek tím faktorem, který limituje vzniky signálů změny klimatu, přičemž tyto signály varují před klimatickou změnou na regionální úrovni v příštích desítkách let.

Mapy na obr. 29 ukazují poměrně rovnoměrné oteplení v zimních, jarních i letních měsících, přičemž v jarních a letních měsících je oteplení výraznější. V podzimních měsících pozorujeme jednoznačně vyšší oteplování v nižších polohách na severozápadě Švýcarska a také v údolí velkých řek, Rýna a Rhôny. V podzimních měsících nastává podle grafů zřejmé oteplování v závislosti na nadmořské výšce, v nižších polohách je výraznější oteplení než ve vyšších.



**Obr. 30: Rozdíl mezi zkoumanými daty ze Švýcarska po provedení tzv. downscalingu oproti původním výstupům v hrubším měřítku (Zubler a kol., 2014).**

Obr. 30 ukazuje rozdíly mezi daty po procesu downscalingu a původními daty o teplotách. Rozdíly jsou velmi malé, jsou většinou nižší než 0,2 °C. Po downscalingu došlo k snížení teplot v oblasti švýcarských nižších poloh a ke zvýšení údolí Rhôny. Nakonec také vidíme nepatrné zvýšení teploty ve vyšších polohách.

Autoři Zubler a kol. (2014) tuto metodu použili k ukázce možného postupu při modelování teplot na rozlohou poměrně malém území, jako jsou švýcarské Alpy. Tato metoda se ukazuje jako poměrně přesná a dává potenciál k podrobnějšímu projektování teplot na území s rozlišením 0,22° zeměpisné šířky.



## 5 Příčiny a důsledky oteplení v alpské oblasti

Vývoj klimatu v Evropě je velmi diskutovaným tématem zahraničních autorů. Teplota v Alpách je ovlivňována celou řadou faktorů, jak přírodních, tak socioekonomických. V další části této práce budou tyto faktory probírány.

Pepin a kol. (2015), Philipona a kol. (2013), Beniston a kol. (2010) a Tudoroiu a kol. (2016) uvádějí příčiny oteplování v Alpách. Práce zahraničních autorů popisují několik příčin oteplování v Alpách.

### 5.1 Skleníkové plyny

Podle Philipony a kol. (2013) je hlavní příčinou oteplování v Alpách zvyšující se množství dopadajícího slunečního záření na povrch a také zvýšené množství skleníkových plynů v atmosféře.

Jedním ze skleníkových plynů je i vodní pára. Výpar vody také hraje svoji roli v oteplování v Alpách. Autoři Pepin a kol. (2015) uvádějí, že výpar vody a také látky, které působí jako skleníkové plyny má značný vliv na tepelný tok zpět na povrch a přispívají k tvorbě skleníkového efektu. Tento efekt oteplování byl pozorovaný i ve vyšších polohách Alp a také jiných světových pohoří.

Skleníkové plyny působí jako tepelná bariéra. Vracejí tepelné záření odražené od povrchu zpět k zemi. Problémem je zejména délka doby výskytu těchto plynů v atmosféře. CO<sub>2</sub> vypuštěný do ovzduší se následně rozpouští v oceánech po dobu více než 100 let. Vodní pára působí také jako skleníkový plyn s vyšším vlivem na oteplování, ale na rozdíl od CO<sub>2</sub> setrvává v atmosféře jen okolo 10 dní. Podle Philipony a kol. (2013) se v poslední době zvyšuje intenzita dlouhovlnného záření kvůli vyšší přítomnosti vodní páry v atmosféře.

Není zcela známo, jakou mírou je tento proces ovlivněn člověkem, protože socioekonomická činnost přispívá k tvorbě skleníkových plynů (a tedy i vodní páry) a v konečném důsledku i k oteplování povrchu vrcholů Alp.

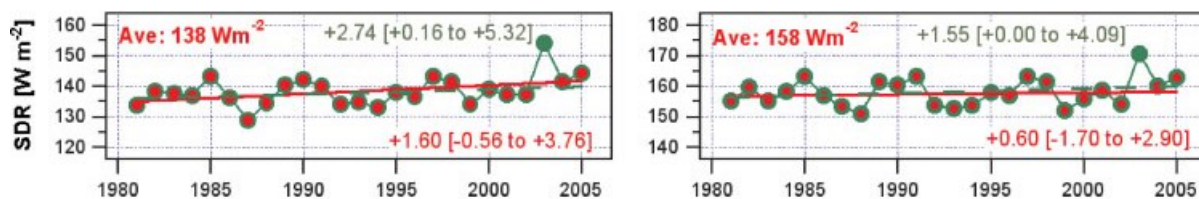
## 5.2 Změny oblačnosti a krátkovlnného záření

Autoři Pepin a kol. (2015) publikují tvrzení, které hovoří o dopadu změny četnosti oblačnosti nad Alpami. Četnost oblačnosti ovlivňuje jak krátkovlnné (UV), tak dlouhovlnné záření (IR). Záření je odcloněno vrstvou oblaků a ne vše se dostane na povrch. Proto se předpokládá, že oblačnost má vliv na výměnu tepla na povrchu. Podle těchto autorů, pokud dojde v Alpách ke zvýšení teploty v místě, kde se zpravidla tvoří oblaky, dojde ke změně bodu kondenzace. Pokud se nedosáhne tohoto bodu kondenzace, oblaky se tvořit nebudou.

Oblačnosti v Alpách postupně ubývá, a to zejména v nižších polohách. Meteorologické stanice zaznamenávají stále více slunečních dnů v roce, což přispívá ke zvýšení teplot během dne. Ve vyšších nadmořských výškách množství slunečního záření dopadajícího na povrch zůstává přibližně stejné za pozorované období, což by svědčilo o malém vlivu množství dopadajícího slunečního záření na teploty ve vyšších polohách Alp (Philipona a kol., 2013).

Philipona a kol. (2013) uvádějí jev v zahraniční literatuře nazvaný jako „solar brightening“. Jedná se o postupné zvyšování míry dopadajícího záření na povrch. Tento jev souvisí se sníženou mírou oblačnosti a také úbytkem aerosolů v atmosféře. Většina zahraničních studií uvádí, že zvýšení množství dopadajícího záření probíhá od 80. či 90. let 20. století také díky tomu, že atmosféra není dnes zahlcena tolika emisemi z průmyslových závodů, jako tomu bylo zejména v 50. letech.

Množství krátkovlnného záření (část viditelného, blízkého ultrafialového a blízkého infračerveného světla) je vyznačeno v grafech v obr. 31. Z těchto údajů můžeme pozorovat, že množství krátkovlnného záření dopadajícího na povrch se v nižších polohách Alp (levý graf) postupně zvyšuje, s tím může souviset i nižší výskyt oblačnosti v nižších polohách alpské oblasti. Množství krátkovlnného záření se velmi mírně zvyšuje i ve vyšších polohách Alp, kde je sice průměrné množství záření naměřené za rok vyšší, než v nižších polohách ( $158 \text{ W/m}^2$  při vrcholech Alp a  $138 \text{ W/m}^2$  v nižších polohách), ale v nižších polohách je trend zvyšování množství dopadajícího záření výraznější. Do regresní křivky nebyl započítán rok 2003, ve kterém byly zaznamenány velmi vysoké hodnoty dopadajícího záření, mnohem vyšší, než byly v letech předtím nebo potom. V grafech můžeme pozorovat, že slunečního záření dopadajícího na povrch se ve švýcarské alpské oblasti zvyšuje velmi malou mírou.

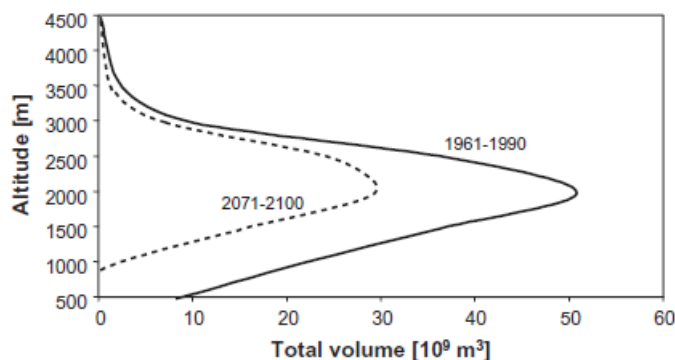


Obr. 31: Roční hodnoty krátkovlnného záření zaznamenaného na meteorologických stanicích (Philipona a kol., 2013).

### 5.3 Změny ve sněhové pokrývce

Jedna z teorií uvádí vliv sněhové pokrývky na klima. Ve švýcarských Alpách byla průměrná denní teplota ve 2 m nad povrchem o 0,4 °C vyšší v oblastech bez sněhové pokrývky v porovnání s oblastmi se sněhem (data za období 1961-2012). Očekává se tedy ústup sněžné čáry do vyšších poloh Alp při současném oteplování. Tam, kde se nachází sněhová pokrývka déle během roku, pozorujeme vyšší míru albeda, sluneční záření se od takového povrchu odráží ve větší míře, což zpomaluje oteplování (Pepin a kol., 2015).

Také sníh a jeho množství je určujícím faktorem, který může ovlivnit oblasti mimo Alpy a ovlivnit tím přírodní procesy jako je výpar či množství výskytu vodní páry v atmosféře. Obr. 32 ukazuje předpokládanou změnu objemu sněhu, který se nachází v alpském regionu. Podle autorů Beniston a kol. (2010) by mělo dojít ke konci 21. století k výraznému snížení objemu sněhové pokrývky Alp, ve výškách kolem 2000 m n. m. by se měl objem výrazně snížit, až o  $20 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  na hodnotu přibližně  $30 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  což odpovídá úbytku sněhu o 40 % z původní hodnoty. Pokles sněhu má být podle těchto autorů výraznější v nižších nadmořských výškách, než je výška 2500 m n. m. Ve vyšších nadmořských výškách než 2500 m by sníh neměl výrazněji ustupovat.



Obr. 32: Změny objemu sněhu v Alpách v různých nadmořských výškách. Předpokládaný vývoj objemu sněhu podle klimatických scénářů, které předpovídají zvýšení minimální teploty o 4 °C v období během zimy (Beniston a kol., 2010).

Pepin a kol. (2015) uvádějí, že přírodní procesy mají také vliv na změnu klimatu, na rozdíl od vlivu člověka jsou tyto přírodní procesy většinou stálé a s časem se příliš nemění. Autoři Pepin a kol. (2015) tyto procesy souhrnně popsali ve své práci, jedná se o albedo, oblačnost, výpar vody a kombinace těchto procesů.

Pojmem **albedo** rozumíme odrazivost slunečního záření od zemského povrchu. Na bílém povrchu pozorujeme vyšší hodnoty albeda, než jak je tomu na tmavém povrchu, nebo i na vodních plochách. Je zřejmé, že albedo bude obecně vyšší v zimním období, kdy se na vrcholech i v nižších polohách nachází sněhová pokrývka. Toto pravidlo platí pro Alpy každoročně, protože se ve vyšších polohách Alp běžně nachází sníh, na rozdíl od nižších poloh, kde sníh během léta zcela ustoupí.

Autoři Pepin a kol. (2015) zmiňují, že nadmořská výška hranice věčného sněhu je ovlivněna právě albedem. Protože světelné záření se odráží od bílého povrchu sněhu, dochází také ke zvyšování jeho povrchové teploty a k tání sněhu. Také proto dochází k pozvolnému ústupu hranice věčného sněhu do vyšších poloh Alp. Tato teplota je v případě pokrytí povrchu sněhem v Alpách nižší.

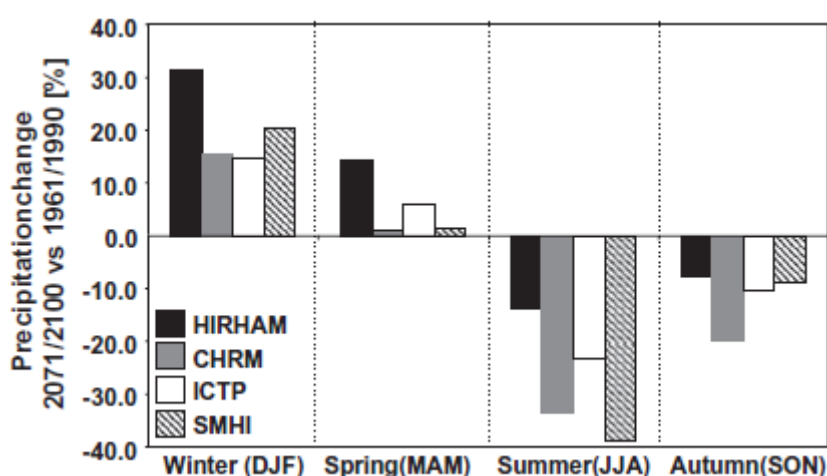
Vlivem albeda je možné vysvětlit i zjištěné údaje institutu Meteoswiss o výrazném zvyšování teplot v zimě v alpských nižších polohách (viz obr. 15 na str. 16), protože pokud se v nižších polohách nenachází sníh (množství sněhu je v nižších polohách v zimě logicky nižší), míra albeda bude nižší a povrch bude absorbovat více tepla, teplota v nižších polohách se bude tedy zvyšovat v důsledku nižší míry albeda. V nižších polohách se tedy bude oteplovat více než při vrcholech Alp.

Pepin a kol. (2015) uvádějí, že tento proces ovšem není ve všech oblastech Alp stejný, doba a výskyt světelného záření souvisí s tvarem reliéfu. Úklon ke světovým stranám a sklon svahu má zásadní vliv na vytvoření rozdílných světelných podmínek a tím je také ovlivněna hranice věčného sněhu. Na severních strmých svazích se zpravidla hranice věčného sněhu nachází ve výrazně nižší nadmořské výšce, než je hranice věčného sněhu (nebo také sněžná čára) na mírném jižním svahu.

## 5.4 Změny hydrologických poměrů

Jak ukazuje obr. 33, má dojít v letech 2071-2100 k výraznému snížení úhrnu srážek ve švýcarských Alpách oproti srážkám za období 1961-1990, a to zejména v letních a podzimních měsících. V zimě má dojít ke zvýšení úhrnu srážek o 20-30 %. Na jaře se předpokládá zvýšení úhrnu o 0-15 %, v létě má naopak dojít ke snížení úhrnu o 20-40 % a na podzim pravděpodobně dojde ke snížení úhrnu o 5-15 %.

Podle Benistona a kol. (2010) by důsledkem tohoto vývoje měl být celkový úbytek úhrnu srážek a v oblasti švýcarských Alp by mohla nastat období sucha.



Obr. 33: Procentuální změna úhrnu srážek mezi obdobími 1961-1990 a 2071-2100 ve švýcarských Alpách. Výsledky jsou rozděleny na jednotlivá roční období a také jsou rozděleny podle měření jednotlivých meteorologických institucí a použitých modelů. HIRHAM, CHRM - švýcarský ansámblový model s vysokým rozlišením. ICTP - model Mezinárodního centra teoretické fyziky (Terst, Itálie). SMHI - model Švédského meteorologického institutu (Beniston a kol., 2010).

Beniston a kol. (2010) uvádějí, že postupné oteplování v oblasti Alp bude mít za následek sice zvýšení úhrnu sněhových srážek ve vyšších polohách Alp, ale zároveň dojde k dramatickému snížení úhrnu srážek sněhu v nižších polohách alpské oblasti.

V jižní části Evropy, v oblasti mezi řekou Rhônou a Černým mořem bylo pozorováno snížení letních úhrnů srážek až o 40% z celkového množství za posledních 75 let. Naopak v severní Evropě, zejména ve Skandinávii jsou pozorovány nepravidelně se opakující zvýšené úhrny srážek, které v důsledku způsobují lokální povodně (Beniston a kol., 2010).

Přímo ve Švýcarsku, podle Zublera a kol. (2016), sjednocená měření ukazují na zvyšování srážek v období mezi lety 1864 a 2000, přičemž tento nárůst je výrazný jen na několika stanicích zejména v zimní sezoně.

To může mít za následek snížení průtoků řek v Evropě a následný nedostatek vody. Tím mohou být zasažena i některá rekreační střediska a oblast by v budoucnu nemusela být tak atraktivní pro turisty, jako je dnes.

Co se týče světových trendů vývoje srážek, předpokládá se, že v regionech světa, kde je srážek dostatek, bude úhrn srážek stoupat, zatímco v suchých regionech bude srážek méně (Held a Soden, 2006 in Zubler a kol., 2016).

Zubler a kol. (2016) zároveň ale dodávají, že tento koncept vývoje srážek byl již zpochybněn, co se týče pevninských oblastí a to i ve středních zeměpisných šířkách, do kterých zasahuje i Evropa. Tendence vývoje srážek na pevnině, jak změřené, tak projektované, nejsou zdaleka tak zřejmé.

## **5.5 Změny krajinného pokryvu**

Dalším důležitým faktorem pro změnu klimatu hustotu zalesnění, nebo také obecně využití půd v alpské oblasti. Protože v minulosti proběhlo četné odlesňování alpské oblasti, může toto mít vliv jak na oteplování, tak také na procesy jako jsou sesuvy. Autoři Beniston a kol. (2010) dále varují, že nedostatek vody může mít dopady na zásoby elektrické energie v oblasti Alp. Podle těchto autorů nebude moci být prováděna stavba nových hydroelektráren, a tím může potenciálně dojít k nedostatku elektrické energie v Evropě.

## **5.6 Shrnutí**

Podle všech údajů klima v Alpách ovlivňují jak přírodní, tak člověkem podmíněné procesy. Jak uvádějí autoři souhrnné studie o klimatu, v alpské oblasti se jedná o souhrn přírodních a člověkem ovlivněných procesů, některé mají vyšší vliv na oteplování, některé naopak nepřispívají tolik (Pepin a kol., 2015).

Co se týče skleníkových plynů, tak nejvíce obsaženým plynem v atmosféře, který má vliv na teploty na povrchu, je vodní pára. Vodní pára obsažená v atmosféře zásadním přírodním faktorem, protože tvoří oblačnost a ovlivňuje množství slunečního záření, které dopadá na povrch Alp (Philipona a kol., 2013).

Je dobré připomenout vliv člověka, protože v minulosti byly dopady průmyslové činnosti pozorovatelné i v alpské oblasti, vyšší množství CO<sub>2</sub> zde přispělo k oteplení a vypouštění oxidů síry z činnosti tepelných elektráren se projevilo na kvalitě flóry. Část odborníků předpokládá, že člověk a vývoj společnosti byl jedním z rozhodujících vlivů, které ovlivnily klima v posledních 75 letech (Beniston a kol., 2010).

Se slunečním zářením souvisí albedo, na které má zásadní vliv sněhová pokrývka. V částech Alp se sněhovou pokrývkou (ve vyšších polohách) máme možnost pozorovat vyšší odrazivost slunečního záření od povrchu a teploty se zde nezvyšují tak rychle během několika let, jak můžeme pozorovat v nižších polohách (Pepin a kol., 2015).

Jak uvádí autoři Beniston a kol. (2010) jsou právě horské regiony jedny z nejvíce náchylných na změny klimatu, které ovlivňuje činnost člověka. Protože je navíc člověkem odčerpávána voda pro průmyslové, hydroelektrické a také turistické potřeby, právě to může podle těchto autorů vést k nedostatku vody v alpských oblastech.

Dále autoři Beniston a kol. (2010) označují za procesy k tomu přispívající zejména úbytek oblačnosti a vysušování půd. Ve své práci se zmiňují o ústupu ledovců, sněhové pokrývky, a také o změnách vývoje hladiny řek, které jsou zásobeny právě ledovci či sněhovými a dešťovými srážkami. Další část odborníků přičítá změnu teplot k nižšímu výskytu oblačnosti v Evropě během léta a také ke snížení rozlohy sněhové pokrývky v Alpách z důvodu snížení úhrnu sněhových srážek v zimě.

Pro oteplování v horských oblastech jsou důležité zejména fyzickogeografické procesy, jako je albedo, výpar vody a doba trvání slunečního záření. Vliv těchto procesů je zdokumentovaný v měřeních na meteorologických stanicích (Pepin a kol., 2015). Dále se uvádí, zejména úbytky oblačnosti a vysoušení půd může za oteplování v alpské oblasti. Jsou přesvědčeni, že významný podíl na oteplování má člověk (Beniston a kol., 2010).

Autoři Beniston a kol. (2010) uvádějí údaje ze scénářů vývoje teplot s označením RCP v alpské oblasti pro období od začátku až do konce 21. stol. (stejně scénáře uvádějí Zekollari a kol. (2019), ovšem pouze pro ledovcové oblasti Alp). Za dané období se pravděpodobně zvýší teploty v Alpách v létě (červenec, srpen) zvýšit by se měla průměrná teplota v těchto měsících o 4 °C a v zimě (prosinec, leden) až o 6 °C. Tento vývoj by znamenal ústup sněhové pokrývky do vyšších nadmořských výšek a celkové zvýšení teplot na hodnoty, které je dnes možno naměřit jen v nižších polohách.

## 6 Souhrn poznatků a diskuse o oteplování v Alpách

### 6.1 Vývoj pozorovaných teplot v minulosti

Ve všech uvedených pracích se autoři shodují na tom, že v Alpách se průměrná teplota postupně zvyšuje. Podle práce Philipona a kol. (2013) se mezi lety 1981-2005 se průměrná roční teplota zvýšila o 1 °C v polohách Alp s průměrnou výškou nad 2200 m n. m a o 1,3 °C v nižších polohách Alp.

Institut Meteoswiss.ch uvádí zvýšení teplot ve Švýcarsku celkově za posledních 150 let o 2 °C. Acquotta a kol. (2015) uvádí zvýšení maximální i minimální roční teploty v průměru o 1 °C za období 1961 a 2010. Gilbert a Vincent (2013) uvádějí zvýšení teplot o přibližně 2 °C mezi lety 1900-2004. Doplnují, že vyšší oblasti Alp (nad 1600 m n. m.) indikují výraznější změny, než nižší polohy.

Práce Pepin a kol. (2015) neuvádí přesná čísla o změně teplot, ale shodují se s prací Philipona a kol. (2013) v tom, že průměrná teplota se postupně zvyšuje. Na rozdíl od této práce Pepin a kol. (2015) uvádí zvyšování teplot ve větší míře ve vyšších polohách hor, než jak je tomu v nižších polohách. Oproti tomu ze zjištění Meteoswiss.ch (2019) vyplývá, že teplota se zejména v zimě zvyšuje výrazněji v nižších polohách, než ve vyšších polohách, což odpovídá důsledkům vlivu vyššího albeda ve vyšších polohách Alp. K podobnému zjištění došla i práce Zubler a kol., (2014), kde je popsáno výraznější oteplování v nižších polohách a mírnější ve vyšších polohách na podzim.

Rozdíl mezi jednotlivými pracemi je v použití různých metod zjišťování vývoje teplot. Práce Pepin a kol. (2015) zejména pracuje s globálními klimatickými modely, přičemž tyto modely se používají pro výzkum klimatu na celých kontinentech a mohou ukazovat v malém regionu nepřesné údaje. Zatímco v práci Zubler a kol. (2014) bylo použito více GCM a RCM pro menší oblasti, a také metoda downscalingu, která umožňuje přesnější předpověď vývoje teplot i v menších regionech, jako jsou Alpy.

### 6.2 Vývoj projektovaných teplot v budoucnu

Jeden z nástrojů pro určování vývoje teplot do budoucna jsou emisní scénáře. Podle Gobieta a kol. (2013) se v příštích 100 letech zvýší teplota v Evropě v průměru o 3 °C. To je průměr ze tří hlavních scénářů, které byly k popisu vývoje teplot vytvořeny. Mezi tyto scénáře patří A2, který ukazuje nejvyšší zvýšení, a to až o téměř 4 °C,



dále scénář A1B předpokládá zvýšení teplot o přibližně 3 °C a scénář B1, který uvádí zvýšení teploty asi o 2 °C.

Podobné srovnání nabízí Práce Zekollari a kol. (2019). Ta nabízí tři emisní scénáře vytvořené pro oblast alpských ledovců. Scénáře s názvem RCP2.6, RCP4.5 a RCP8.5 ukazují zvýšení teplot do konce 21. stol. o 2 °C, 3 °C resp. 6 °C. Vždy platí, že scénář s nejvyšším předpokládaným zvýšením emisí předpovídá nejvyšší zvýšení teplot. Zvyšování teplot je podle nejpesimističtějšího scénáře až o 2 °C vyšší než v případě scénářů od autorů Gobiet a kol. (2013) vytvořených pro Evropu. V průměru je teplota podle scénářů použitých na alpských ledovcích 3,6 °C, zatímco podle scénářů v Evropě zaznamenáme zvýšení teplot v průměru o 3 °C. Tento rozdíl je v rámci období do konce 21. století poměrně výrazný.

Co se týče vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce, studie od autorů Gobiet a kol. (2013) uvádí modelové grafy vývoje teplot v závislosti na nadmořské výšce při srovnání s vývojem úhrnů srážek a množství dnů se sněhem v období 2070-2099. Z grafů (obr. 26 na str. 32) vyplývá, že teplota se v zimě a na jaře pravděpodobně nejvíce zvýší ve výškách kolem 1500-2000 m n. m. a to přibližně o 4 °C. Ve stejném období a stejné výšce má dojít ke zkrácení období se sněhovou pokrývkou o 30 dnů.

Warscher a kol. (2019) dochází k závěru, že podle emisního scénáře RCP4.5 v Alpách stoupne průměrná roční teplota v období 2020-2049 o 0,96 °C. Nejvíce má teplota stoupat v zimě a na jaře.

Podle všech zmíněných autorů se teplota v Alpách zvyšuje. Zvyšování teplot na celé Zemi se uvádí v mnoha odborných pracích a trend zvyšování teplot v Alpách jen potvrzuje tento globální klimatický proces.

Alpy jsou velmi specifickým regionem, nachází se zde mnoho vrcholů, které jsou rozděleny horskými údolními a strmými svahy. Proto je obtížné určit klimatické údaje v tomto celku jednotně. Ve švýcarských Alpách se nachází kolem 35 meteorologických stanic a každá z nich je umístěna v odlišných lokalitách, některé jsou umístěny při vrcholech hor, ale většina z nich se nachází v horských údolích. Jak uvádí Pepin a kol. (2015), je nedostatek údajů pro komplexní analýzu teplot v Alpách. Dostupné údaje ovšem zvyšování teplot v Alpách potvrzují.

### 6.3 Souhrn příčin oteplování

Pokud máme hovořit o příčinách oteplování, zde se jednotliví autoři částečně rozcházejí. Většina autorů uvádí jako hlavní příčinu výskyt skleníkových plynů v atmosféře, na tom se shoduje Philipona a kol. (2013), Beniston a kol. (2010).

Skleníkové plyny jsou jednou z hlavních příčin oteplování. Přestože podle některých autorů není oteplení v důsledku výskytu skleníkových plynů tak výrazné v Alpách, stále se jedná o hlavní faktor zvyšování teplot v tomto regionu.

Na druhou stranu Pepin a kol. (2015) a Tudoroiu a kol. (2016) se odkazují na údaje získané z měření v horských oblastech na celé Zemi, přitom neuvádí jednoznačnou příčinu oteplování. Tudoroiu a kol. (2016) hovoří o souhrnu biologických a klimatických faktorů, které ovlivňují vývoj teplot. Například tito autoři uvádí zalesnění Alp jako jeden z faktorů ovlivňující denní průběh teplot, přičemž v zalesněných oblastech jsou teploty stálé, méně rozkolísané během dne, na rozdíl od oblastí pastvin a horských luk, kde jsou větší výkyvy teplot během dne. Vyšší průměrná teplota byla naměřena v oblasti jehličnatých lesů, nižší pak v oblasti horských luk a listnatých lesů. Podle těchto autorů tedy hraje roli i krajinný pokryv při vývoji teplot.

V Alpách působí více příčin oteplování. Jedná se o souhrn atmosférických jevů, které přispívají k oteplování. Na základě zjištěných dat se jedná o vliv albeda, které působí více ve vyšších polohách Alp a zpomaluje zde oteplování, zatímco v nižších polohách je vliv albeda nižší z důvodu nedostatku sněhu.

Jev „solar brightening“ souvisí zejména s úbytkem aerosolů a prachových částic v atmosféře, které měly v 50. a 60. letech 20. stol. vliv na snižování průměrné teploty. Podle dostupných údajů nebyly Alpy ovlivněny výskytem aerosolů zdaleka v takové míře, jako některé oblasti střední či východní Evropy. Ovzduší Alp bylo i v minulých letech poměrně čisté, bez velkého výskytu prachových částic. S tímto názorem se shoduje i práce Philipona a kol. (2013), kteří uvádějí, že jejich původní předpoklad vlivu „solar brightening“ na teploty se v Alpách nepotvrdil, a že příčinou zvýšení teplot je pravděpodobně jen výskyt skleníkových plynů v atmosféře.

Je dobré dodat, že Alpy jsou velmi rozmanitým regionem a mikroklima v alpských údolích se velmi liší od klimatu vrcholů Alp, proto je nutné další zkoumání tohoto členitého regionu. V regionu je možné nalézt mnoho zajímavostí jak z přírodovědného hlediska, tak například i z hlediska alpské turistiky a bylo by nežádoucí, kdyby tyto zajímavosti byly ovlivněny změnou klimatu.

Pokud by tedy došlo k výraznější klimatické změně, mělo by to vliv nejen na ekosystém Alp, ale také na nejrůznější socioekonomické aktivity, jako je například alpské lyžování či horská turistika. Otázkou je, zda právě komerční turistika nepřispívá ke zmiňovaným klimatickým změnám a dalším dopadům na životní prostředí.

## 7 Závěr

Pozorování a projektování teplot je jedním z postupů, jakým je možno popisovat vývoj klimatu. Klima a jeho postupná změna jsou jedním z hlavních témat v diskuzích odborné i politické veřejnosti. V této práci je popsáno, jakým směrem se bude podle většiny odborníků změna klimatu ubírat. Zejména v oblasti Alp, kterou by mohla změna klimatu zasáhnout nejen z hydrologického, biologického, ale také ze socioekonomického hlediska.

V práci jsou popsány dříve pozorované teploty, změřené na meteorologických stanicích v rozdílných nadmořských výškách. Tato pozorovaná data ukázala postupné zvyšování teplot, zejména pak od 80. let 20. století. Denní minima rostou stabilněji než denní maxima. Také na základě těchto údajů o teplotách jsou vytvářeny modely vývoje teplot do budoucna. Autoři se úplně neshodují na vztahu nadmořské výšky a míře oteplování. Zdá se, že roli v míře této korelace hraje 0 °C izolinie – nad ní je gradient oteplování méně čitelný. Zároveň jsou značné rozdíly v míře oteplování pro jednotlivá roční období, kdy obvykle největší variabilitu vykazuje zimní sezóna, nejmenší pak podzimní.

Dále práce popisuje modelování a projektování teplot v Alpách, také jsou v práci zmíněny jednotlivé GCM, které jsou používány k tvorbě modelů vývoje teplot. Jsou ukázány projektované teploty pro jednotlivé měsíce a jednotlivé nadmořské výšky. V různých částech alpského regionu je možno pozorovat odlišnosti vzniklé v důsledku velké členitosti reliéfu. Warscher a kol. (2019) tvrdí, že vysoké rozlišení RCM o hodnotě 5 km je stále příliš hrubé měřítko. Dnešní technické možnosti projekce teplot však neumožňují splnit více kritérií zároveň – dlouhodobé projekce teplot nad celým kontinentem v ještě vyšším než 5km měřítku jsou dnes neproveditelné.

Člověkem podmíněné klima je velmi diskutovaným tématem. Předpokládá se, že během 20. stol. člověk výrazně přispěl ke znečištění ovzduší emisemi z dopravy a průmyslu, a také přispěl ke zvýšení koncentrace skleníkových plynů v atmosféře. To vše vedlo k postupnému oteplování a k ústupu sněhové pokrývky a k tání ledovců v oblasti Alp. Přestože v posledních 20 letech došlo k výraznému snížení emisí, důsledky předchozího období velkého vypouštění emisí do ovzduší ovlivňují teploty ještě v současnosti. Stále není zcela zřejmé, jakou mírou bude k oteplování přispívat lidská činnost v budoucnu.

S ústupem emisí souvisí i pojem „solar brightening,“ tedy zvyšování intenzity slunečního záření dopadajícího na povrch (Beniston a kol., 2010; Philipona a kol., 2013).

Zmiňují se také různé emisní scénáře, které určují různý vývoj klimatu do budoucna. První scénář B1 předpokládá snížení emisí díky vývoji nových technologií v průmyslu, tedy počítá se sníženým vlivem emisí v atmosféře a v důsledku toho předpokládá tento scénář zpomalení vývoje oteplování. Další scénář s označením A1B počítá se stejným vývojem množství emisí, které bylo zaznamenáno v posledních letech. Tento scénář předpokládá postupné zvyšování teplot v budoucích desetiletích. Poslední emisní scénář B2 předpokládá zvýšení množství emisí a předpokládané zvýšení teplot je v tomto scénáři pochopitelně nejvyšší (Zubler a kol., 2014).

Práce ukazuje, že trend postupného oteplování v alpské oblasti již probíhá několik desetiletí a nejspíše bude pokračovat, přičemž je připomínáno, že Alpy (obecně vysoká pohoří) jsou na dlouhodobé teplotní změny citlivější než níže položené oblasti. Postupné zvyšování teplot je podle odborných prací zapříčiněno kombinací faktorů, jak přírodních, tak socioekonomických. Některé přírodní procesy, jako je odraz a absorpce slunečního záření od zemského povrchu, hrají také důležitou roli při změnách teplot. Dále při oteplování hraje roli snížený výskyt oblačnosti, výpar a množství krátkovlnného i dlouhovlnného slunečního záření. Tyto přírodní vlivy na klima zde ovšem byly i před rozvojem průmyslu a patrně neměly takový vliv na klima do té doby, než začaly být umocňovány lidskou činností.

Důsledky těchto jevů mohou mít dalekosáhlejší následky, než jen na samotnou průměrnou teplotu v této oblasti; nejsou pozorovatelné hned, výsledky této změny se mohou dostavit po několika desetiletích a následky této změny jsou často nevratné a ovlivňují nejen klima, ale také biosféru a v některých případech i socioekonomickou sféru. Mezi možné důsledky tohoto teplotního procesu patří také ústup sněhové pokrývky, rychlejší odtávání sněhu v jarních měsících a hrozba četnějších povodní, v letních měsících je jedním z důsledků sucho a jeho nepříznivý vliv. Je pravděpodobné, že právě v tomto regionu se následky dostaví dříve, než v jiných oblastech Evropy. Drastickým způsobem má v Alpách dojít k úbytku celkového objemu ledovcové masy, zejména pak ve výšce kolem 2000 m n. m (Beniston a kol., 2010).

Je důležité tedy popsat možný vývoj klimatu do budoucna, aby bylo možné reagovat na vývoj teplot a pokud možno minimalizovat dopady, či dokonce předejít možným důsledkům oteplování.

## Seznam použité literatury

- ACQUAOTTA, F.; FRATIANNI, S.; GARZENA, D. (2015): Temperature changes in the North-Western Italian Alps from 1961 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology*, 122(3-4), 619-634.
- BEATTIE, A. (2006): *The Alps: A cultural history*. Oxford University Press on Demand, 246.
- BENISTON, M. (2007): Entering into the “greenhouse century”: recent record temperatures in Switzerland are comparable to the upper temperature quantiles in a greenhouse climate. *Geophysical Research Letters*, 34(16).
- BENISTON, M. (2010): Impacts of climatic change on water and associated economic activities in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 412, 291-296.
- BRITANNICA, Encyclopædia (2011): Encyclopaedia Britannica. Inc. Chicago, 1965, 111:720.
- BUSER, Ch. M. et al. (2009): Bayesian multi-model projection of climate: bias assumptions and interannual variability. *Climate Dynamics*, 33(6), 849-868.
- FISCHER, A. M., et al. (2012): Climate change projections for Switzerland based on a Bayesian multi-model approach. *International Journal of Climatology*, 32(15), 2348-2371.
- GILBERT, A.; VINCENT, C. (2013): Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2102-2108.
- GOBIET, A. et al. (2013): 21st century climate change in the European Alps – a review. *Science of the Total Environment*, 493, 1138-1151.
- HAEBERLI, W., BENISTON, M. (1998): Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 258-265.
- HELD, I. M.; SODEN, B. J. (2004): Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of climate*, 2006, 19(21), 5686-5699.
- KOTLARSKI, S.; LÜTHI, D.; SCHÄR, Ch. (2015): The elevation dependency of 21st century European climate change: an RCM ensemble perspective. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(13), 3902-3920.
- KRÁL, V. (1999): *Fyzická geografie Evropy*. Vyd. 1. Praha: Academia, 1999, 348 s. ISBN 80-200-0684-2.
- PEPIN, N. et al. (2015): Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature climate change*, 5(5), 424-430.
- PHILIPONA, R. (2013): Greenhouse warming and solar brightening in and around the Alps. *International journal of climatology*, 33(6), 1530-1537.
- SIROCKO, F. (2009): *Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung. Von der Eiszeit bis ins 21. Jhd.*, 21.
- TUDOROIU, M., et al. (2016): Negative elevation-dependent warming trend in the Eastern Alps. *Environmental Research Letters*, 11(4), 044021.

- VAN DER LINDEN, P.; MITCHELL, J. FB. (2009): ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. *Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK*, 160.
- VAN VUUREN, D. P. et al. (2011): The representative concentration pathways: an overview. *Climatic change*, 109(1-2), 5.
- WARSCHER, M. et al. (2019): A 5 km resolution regional climate simulation for central europe: performance in high mountain areas and seasonal, regional and elevation-dependent variations. *Atmosphere*, 10(11), 682.
- ZEKOLLARI, H.; HUSS, M.; FARINOTTI, D. (2019): Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *The Cryosphere*, 13(4), 1125-1146.
- ZUBLER, E. M. et al. (2014): Localized climate change scenarios of mean temperature and precipitation over Switzerland. *Climatic Change*, 125(2), 237-252.
- ZUBLER, E. M., et al. (2016): Climate change signals of CMIP5 general circulation models over the Alps-impact of model selection. *International Journal of Climatology*, 36(8), 3088-3104.

### Internetové zdroje

- Berkeleyearth.lbl.gov (2013): Region climate change, Switzerland [online]. [cit. 23. 7. 2020]. Dostupné z: <http://berkeleyearth.lbl.gov/regions/switzerland>
- Climate change (2012): St. Gallen [online]. Climate-data.org. AM Online Projects. [cit. 10. 8. 2019]. Dostupné z: <https://en.climate-data.org/info/imprint/>
- Climate models (2013): Global climate models [online]. NOAA. [cit. 2. 8. 2019]. Dostupné z: <https://www.climate.gov/maps-data/primer/climate-models>
- Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss (2019): Temperature and precipitation trends [online]. [cit. 11. 8. 2020]. Dostupné z: <https://www.meteoswiss.admin.ch/home/climate/climate-change-in-switzerland/temperature-and-precipitation-trends.html>
- The Climate of Switzerland (2018): Swiss Records [online]. [cit. 10. 8. 2019]. Dostupné z: <https://www.meteoswiss.admin.ch/home/climate/the-climate-of-switzerland/rekorde-schweiz.html>
- Wikipedia.org (2020): Alps [online]. [cit. 10. 8. 2020]. Dostupné z: <https://en.wikipedia.org/wiki/Alps>