

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

2013

JOSEF ŠLINGER

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta životního prostředí

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Vliv sopečné činnosti na průběh zim ve střední Evropě

Bakalářská práce

Vedoucí práce:

Ing. Jana Soukupová

Bakalant:

Josef Šlinger

2013

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Šlinger Josef

Vodní hospodářství

Název práce

Vliv sopečné činnosti na průběh zim ve střední Evropě

Anglický název

Influence of volcanic activity on the winters in Central Europe

Cíle práce

Hlavním cílem práce je popsat vliv sopečných erupcí a vyhodnotit vliv vybraných sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě a to jak slovně, tak pomocí vybraných statistických metod. K tomuto účelu je vybráno několik meteorologických stanic střední Evropy, které mají dostatečně dlouhé a relevantní teplotní řady.

Metodika

Literární rešerše a statistické zhodnocení dle osnovy:

1. Úvod
2. Sopečná činnost
3. Popis základních vlivů na zimní počasí ve střední Evropě
4. Vliv sopečné činnosti na průběh zimy
5. Výpočty a statistické zhodnocení
6. Závěr

Osnova práce je rámcová, student s ní může volně nakládat.

Harmonogram zpracování

letní semestr 2012 - zadání práce a hledání vhodné literatury a podkladů

11/2012 kontrola práce studenta

01/2013 první verze práce - kontrola

03/2013 kompletování práce a příloh

04/2013 odevzdání práce vedoucímu práce a oponentovi

Rozsah textové části

30 stran + přílohy

Klíčová slova

vulkanická erupce, sopečné plyny, atmosféra, srážky

Doporučené zdroje informací

Behringer, W.: Kulturní dějiny klimatu. Praha: Paseka, 2007. 408 s.

ISBN 978-80-7432-022-4

Hédervári, P., 1980: On the energy and magnitude of volcanic eruptions. Bulletin of Volcanology: 505 - 506.

Jakeš P., Kozák, J.: Vlny hrůzy, zemětřesení, sopky a tsunami. Praha: Lidové noviny, 2005. 221 s. ISBN: 80-7106-772-5

Mao J., Robock A., 1992: Winter warming from large volcanic eruptions. Geophys. Res. Lett.: 2405 - 2408.

Marzocchi W., Bebbington M. S., 2012: Probabilistic eruption forecasting at short and long time scales. Bulletin of Volcanology: 263 - 275.

Mass C. F., Portman D. A., 1989: Major Volcanic Eruptions and Climate: A Critical Evaluation. Journal of climate: 566 - 593.

Matejovič, P.: Zima A.D. – História a podoba zím v Európe a na Slovensku. Bratislava: VEDA, 2012. 283 s. ISBN:

9788022412087

Vedoucí práce

Soukupová Jana, Ing.

prof. Ing. Pavel Pech, CSc.

Vedoucí katedry



V Praze dne 24.9.2012

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Děkan fakulty

Prohlášení:

„Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením Ing. Jany Soukupové. Uvedl jsem všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpal.“

V Praze dne

.....

podpis autora

Poděkování:

Děkuji Ing. Janě Soukupové za odborné vedení, cenné rady a připomínky při zpracovávání bakalářské práce. Dále děkuji panu Ing. Jiřímu Svobodovi za poskytnutí teplotních řad. Děkuji také svým rodičům a dalším lidem, jejichž podpora přispěla k úspěšnému vytvoření této práce.

Abstrakt:

Bakalářská práce se zabývá popisem a vyhodnocením vlivu sopečné činnosti na průběh zim ve střední Evropě. Úvodní část práce popisuje základní informace o sopečné činnosti a jejích produktech. Dále je stručně popsán průběh zim ve střední Evropě s uvedením základních faktorů, které na něj mají vliv.

Další část práce je již zaměřena konkrétně na průběh zim ve střední Evropě po erupcích sopek v různých zeměpisných šířkách. Na tuto část dále navazuje pasáž, která vyhodnocuje vliv vybraných dvanácti sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě, která je v této práci reprezentována celkem osmi teplotními řadami. Pro vyhodnocení vlivu sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě jsou využity základní statistické metody, jako je aritmetický průměr nebo směrodatná odchylka. Míra závislosti veličin, charakterizujících sopečnou erupci a klimatickou poruchu je vyjádřena pomocí korelačního koeficientu.

Závěrečná část práce mapuje základní způsoby, kterými je možné modelovat dopad sopečných erupcí na klimatický systém Země. Dále popisuje základní monitorovací techniky, kterými je možné sledovat sopečnou činnost a také způsoby, kterými je možné měřit koncentraci a obsah oxidu siřičitého SO_2 a aerosolů v atmosféře po sopečných erupcích.

Klíčová slova:

vulkanická erupce, sopečné plyny, atmosféra, srážky

Abstract:

This bachelor thesis describes and evaluates the impact of volcanic activity on the course of winters in Central Europe. The introductory part of the work provides the basic information about volcanic activity and its products. It also briefly describes the course of winters in Central Europe and lists the fundamental factors affecting the development.

The following part of the work focuses specifically on the course of winters in Central Europe after the eruptions of volcanoes in different latitudes. This part is followed by section evaluating the effect of selected twelve volcanic eruptions on the course of winters in Central Europe which in this work is represented by eight temperature ranges. Basic statistical methods, e.g. arithmetic mean and standard deviation, are used for the evaluation of the impact of volcanic eruptions on the course of winters in Central Europe. The dependency ratio of variables characterizing volcanic eruptions and climatic disturbances is expressed through the correlation coefficient.

The final part of this work maps the fundamental methods by which it is possible to model the impact of volcanic eruptions on the climatic system of the Earth. It also describes the basic techniques for monitoring of the volcanic activity as well as the ways of measuring of the concentration and content of sulphur dioxide SO₂ and aerosols in the atmosphere after volcanic eruptions.

Keywords:

volcanic eruption, volcanic gases, atmosphere, precipitation

Obsah:

1. Úvod.....	10
2. Cíle práce	12
Rešeršní část práce.....	13
3. Sopečná činnost	13
3.1 Produkty sopečné činnosti	13
3.1.1 Magma	13
3.1.2 Pyroklastický materiál	14
3.1.3 Sopečné plyny.....	15
3.2 Rozdělení sopek dle tvaru	15
3.3 Rozdělení sopek dle charakteru erupce	16
3.4 Významné vulkanické oblasti na Zemi	17
3.5 Indexy charakterizující sopečnou činnost	18
3.5.1 VEI – Volcanic Explosivity Index – Index sopečné explozivity.....	18
3.5.2 DVI – Dust Veil Index – Index prachového závoje	19
3.6 Energie sopečné erupce	20
4. Průběh zim ve střední Evropě.....	21
4.1 Faktory mající vliv na průběh zim ve střední Evropě	21
4.1.1 NAO – North Atlantic Oscillation – Severoatlantická oscilace.....	21
4.1.2 AO – Arctic Oscillation – Arktická oscilace	22
4.1.3 Sluneční aktivita	23
4.2 Typické povětrnostní zimní situace ve střední Evropě	24
4.3 Průměrné zimní teploty na vybraných meteorologických stanicích střední Evropy, klasifikace zim	25
5. Vliv sopečné činnosti na průběh zim ve střední Evropě.....	28
5.1 Pohled kronik	28
5.1.1 Odraz erupce sopky Laki v kronikách.....	28
5.2 Vliv sopečných erupcí na klimatický systém Země	29
5.3 Vliv sopečné činnosti na průběh zim ve střední Evropě	34
5.3.1 Vliv tropických sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě ...	35

5.3.2	<i>Vliv sopečných erupcí ve středních a vysokých zeměpisných šířkách na průběh zim ve střední Evropě.....</i>	39
Výpočtová a ověřovací část práce.....		42
6.	Statistické zpracování vlivu vybraných sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě	42
6.1	Metodika použitá pro statistické zpracování	42
6.1.1	<i>Data pro statistické zpracování</i>	42
6.1.2	<i>Metodika výpočtu vlivu sopečných erupcí na teplotní řady vybraných meteorologických stanic ve střední Evropě.....</i>	43
6.1.3	<i>Metodika určení závislosti délky klimatické poruchy a maximální zimní teplotní odchylky na energii sopečné erupce</i>	46
6.1.4	<i>Posouzení vlivu vybraných sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě.....</i>	47
6.1.5	<i>Posouzení závislosti maximální zimní teplotní odchylky a délky klimatické poruchy na energii sopečné erupce</i>	52
7.	Modelování dopadu sopečné činnosti na klimatický systém, monitorování sopečné činnosti a měření množství oxidu siřičitého v atmosféře.....	54
7.1	Modelování dopadu sopečné činnosti na klimatický systém – GCM a RCM	54
7.2	Monitorování sopečné činnosti	55
7.2.1	<i>Měření množství a koncentrace oxidu siřičitého SO₂ v atmosféře.....</i>	57
8.	Výsledky	58
9.	Diskuse	59
10.	Závěr.....	60
Seznam použité literatury, software a jiných zdrojů.....		62

1. Úvod

Sopečná (vulkanická, volcano = sopka) činnost představuje přírodní proces (povrchové projevy magmatické aktivity), který byl předmětem sledování již v období několik tisíc let před naším letopočtem. V té době byly katastrofy spjaté se sopečnou činností přičítány nadpozemským silám, které měly trestat neposlušný lid. Až s rozvojem vulkanologie (vědní obor, který se zabývá sopečnou činností, projevy sopečné činnosti, lávou, magmatem a souvisejícími geologickými jevy) a vědeckých oborů jako je meteorologie, klimatologie, medicína aj. se začala objasňovat skutečná příčina sopečných erupcí a jejich následný dopad na lidstvo a klimatický systém Země.

Změna klimatu v minulosti nezřídka znamenala nástup hladomorů, válek a nemocí, které měly za následek velké vymírání lidstva. Dopad na klimatický systém Země související s erupcí sopky spočívá ve snížení množství dopadajícího slunečního záření vlivem zvýšeného množství aerosolů ve stratosféře, které část slunečního záření pohlcují a část ho odrážejí zpět do vesmíru – tím dochází k ochlazení globálního klimatu a změně teploty oceánů a moří, což má za následek ovlivnění klimatických oscilací a počasí (Robock, 2000; Fischer a kol., 2007; Stenchikov a kol., 2009).

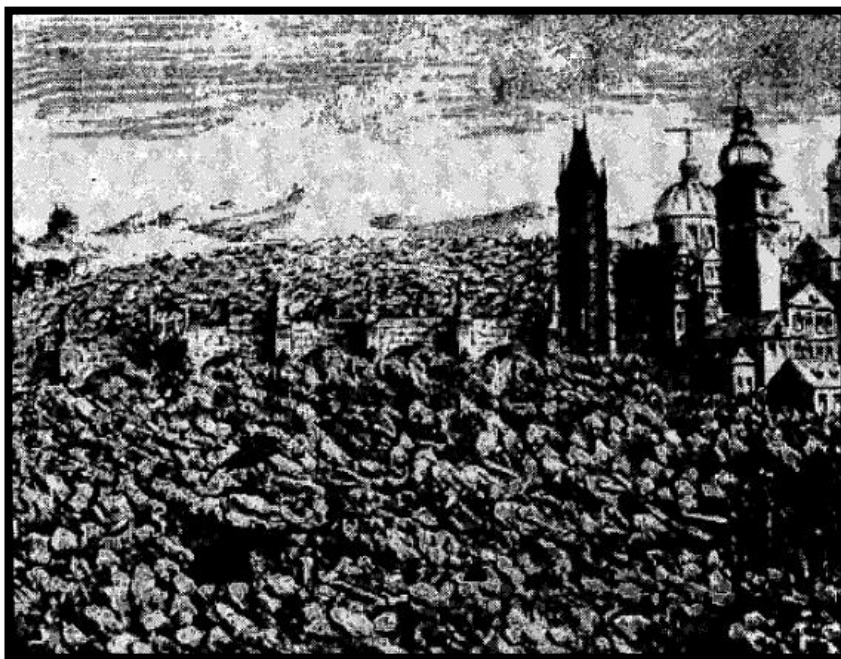
Tato práce se konkrétně zaměřuje na průběh zim ve střední Evropě po sopečných erupcích, především pak na jejich teplotní průběh. Ačkoli by se podle předcházejícího odstavce mohlo zdát, že ochlazení klimatu Země = chladné zimy ve střední Evropě, tak tomu ve skutečnosti není. Mao a Robock (1992) v článku „Winter warming from large volcanic eruptions“ uvádějí, že to, jaké zimy budou po sopečné erupci následovat, je závislé na zeměpisné šířce, ve které k sopečné erupci došlo.

O tom, že sopečné erupce měly, a v budoucnu tak mohou mít vliv na průběh počasí v zimním období, svědčí i některé historické záznamy z kronik. Kotyza a kol. (1995) v knize Historické povodně na dolním Labi a Vltavě mapují velké povodně na těchto dvou řekách. K jedné takové velké povodni, při které byl poničen i Karlův most v Praze, došlo v roce 1784. Příčina této povodně je dávána do přímé souvislosti s erupcí sopky Laki, ke které došlo v roce 1783 na Islandu. Zima bezprostředně po erupci sopky byla mimořádně studená s velkým množstvím sněhu a silná souvislá ledová celina se vytvořila i na nejvodnatějších českých řekách. Následné tání sněhu a plovoucí ledy zapříčinily povodeň. Velmi studené zimy následovaly i v dalších

letech. O tom, že zimy po roce 1783 byly velmi chladné, svědčí i teplotní řady. Vznik prvních teplotních řad ve střední Evropě je datován do druhé poloviny 18. století. Teplotní řady neumožňují pouze ověřování historických záznamů, ale především umožňují klimatologům a vědcům porovnávat data z různých období a z různých míst na Zemi.

Tato práce se kromě podrobnějšího rozebrání problematiky ovlivnění klimatického systému a počasí v zimním období po sopečných erupcích zabývá vyhodnocením vlivu vybraných sopečných erupcí na teplotní řady vybraných meteorologických stanic ve střední Evropě. Statistické zpracování vyhodnocuje vliv vybraných sopečných erupcí na zimy ve střední Evropě (zároveň tak ověřuje teoretické poznatky čerpané z literatury) a zjišťuje závislosti mezi energií erupce a délkou klimatické poruchy, případně maximální teplotní odchylkou v zimním období, je prováděno dle metodiky, kterou uvádí Svoboda (1987) v publikaci *Člověk ve svém kosmickém a pozemském prostředí*. Vliv velkých vulkanických erupcí na změny počasí.

Obr. č. 1: Karlův most za povodně v roce 1784. Koryto řeky Vltavy zaplněno ledovými krami (Kotyza a kol., 1995).



2. Cíle práce

Hlavním cílem práce je popsat vliv sopečných erupcí a vyhodnotit vliv vybraných sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě, a to jak slovně, tak pomocí vybraných statistických metod. K tomuto účelu je vybráno několik meteorologických stanic střední Evropy, které mají dostatečně dlouhé a relevantní teplotní řady.

Rešeršní část práce

3. Sopečná činnost

Sopkou (vulkánem) se označuje místo, kde na zemský povrch pronikají produkty sopečné činnosti (Šamalíková a kol., 2005).

Sopečná aktivita doprovází Zemi od jejího vzniku. Z vědeckých výzkumů je patrné, že sopečná aktivita byla bouřlivější v dobách rané Země před čtyřmi miliardami let (Jakeš, 2005).

Sopečnou činností se označují povrchové projevy magmatické aktivity. Mezi tyto projevy patří: pronikání magmatu na zemský povrch, kde se pak označuje jako láva, výrony horkých par a plynů, prameny termálních vod, menší zemětřesení, která jsou způsobena pohybem magmatu. K sopečné činnosti dochází v momentu, kdy celkový tlak sopečných plynů dosahuje takové hodnoty, že je schopen prorazit nadložní vrstvy hornin, které brání výlevu magmatu (Bokr, 2004).

3.1 Produkty sopečné činnosti

Produkty sopečné činnosti jsou: **magma (láva), pyroklastický materiál, sopečná skla a produkty vulkanických exhalací – sopečných plynů.**

3.1.1 Magma

Jednou z možných definic pojmu magma je například ta, kterou uvádí Petránek (1993) v geologické encyklopedii: „Magma je tavenina (roztok) vznikající v kůře nebo svrchním plášti Země, jejímž utuhnutím vzniká magmatická hornina. Magma se skládá především z roztavených silikátů s rozpuštěnou vodou a plyny.“

Magma vzniká v oblastech subdukčních zón, kontinentální kůry a zemského pláště. Subdukční zóna je místo, kde dochází k podsouvání oceánské kůry pod kontinentální kůru (Bokr, 2003). Podél této subdukční zóny dochází k částečnému tavení hornin, většinou to bývá v hloubkách mezi 80 až 200 kilometry pod zemským povrchem (Jakeš, 2005).

K tavení zemského pláště či zemské kůry dochází pouze lokálně, v místech hlubokých poruch zemské kůry, kde jsou zároveň splněny i další podmínky potřebné pro tání hornin: přítomnost vody, teploty až do 1200 °C podle typu taveného materiálu aj. (Bokr, 2004).

Takto natavené magma má nižší hustotu než okolní horninové prostředí, magma tak stoupá vzhůru (Brunclík a kol., 1986). Natavené magma může dosáhnout zemského povrchu (v tom případě se mluví o výlevu lávy) nebo může dojít k utuhnutí veškerého magmatu již při postupu na zemský povrch a k sopečné činnosti ani nedojde.

Vulkanické oblasti na Islandu bývají často pokryté ledovci, a tak v důsledku proniknutí horké lávy na povrch může dojít k povodňovým situacím z tajícího ledu. K poslední takové povodni způsobené táním ledu vlivem působení lávy došlo v dubnu roku 2010 na Islandu v souvislosti s erupcí sopky Eyjafjallajökull (Bokr, 2004).

3.1.2 Pyroklastický materiál

Pyroklastickými materiály se označují nesoudržné materiály, které jsou produktem sopečné činnosti. Tyto materiály se často usazují v okolí sopek a jsou důležitým prvkem pro vyhodnocení sopečných erupcí (Šamalíková a kol., 2005).

Samotný pyroklastický materiál se do atmosféry dostává díky uvolnění velkého množství sopečných plynů z nitra sopky. Vyvržený pyroklastický materiál nabývá rozličných velikostí. Velké kusy materiálu, které se nazývají sopečné balvany (bomby), představují okamžité nebezpečí pro okolí sopky, spočívající především ve spadu rychle letících balvanů, jejichž velikost přesahuje i deset centimetrů. U materiálu menších rozměrů, jako je sopečný prach (popel), je okamžité ohrožení minimální, vzhledem k malé hmotnosti a velikosti částic ale dochází k pomalému spadu materiálu zpět na zemský povrch a problémy s tím spjaté jsou tak dlouhodobější – například omezená letecká doprava nad územím Evropy po erupci sopky Eyjafjallajökull v roce 2010 (Bokr, 2004).

Tab. č. 1: Klasifikace pyroklastického materiálu dle velikosti a vzdálenosti dopadu dle USGS (U.S. Geological Survey).

materiál	velikost materiálu	vzdálenost dopadu
sopečné balvany, bomby	> 64 mm	stovky metrů
sopečný písek (lapili)	2 až 64 mm	kilometry
sopečný prach a popel	< 2 mm	stovky až tisíce kilometrů

3.1.3 Sopečné plyny

Kromě pevných částic rozličných tvarů a velikostí se ze sopek uvolňuje velký objem plynných látek – sopečných plynů. Plyny se mohou uvolňovat buď přímo z nitra sopky, nebo se uvolňují postupně z uloženého pyroklastického materiálu.

Podle chemického složení se rozlišují tři druhy sopečných plynů: fumarola (plyn o teplotě 200–800 °C, obsahuje vodní páru H₂O, oxid uhličitý CO₂ a oxid siřičitý SO₂), sulfatara (plyn o teplotě 100–200 °C, obsahuje oxid siřičitý SO₂ a plyn se štiplavým zápachem, sulfan H₂S), mofeta (plyn o teplotě do 100 °C, který obsahuje především oxid uhličitý CO₂) (Petránek, 1993).

Z předchozího odstavce vyplývá, že plyn sulfatara obsahuje silně toxický plyn sulfan (dříve sirovodík). Sopečné plyny (oxid siřičitý) dále způsobují kyselé deště, které zakyselují půdy, vodní plochy a řeky. Problematikou kyselých dešťů se zabývá například Sawyer a Jech (1990).

Ačkoli se dříve zdálo, že rozhodující vliv na změnu klimatického systému Země po erupci sopky má pyroklastický materiál malých rozměrů, tak výzkumy ve 20. století ukázaly, že hlavní vliv na klima mají právě sopečné plyny, které reagují s plyny ve stratosféře za vzniku aerosolů. Podrobně se vysvětlení vlivu aerosolů vzniklých po sopečné erupci na klimatický systém Země věnuje kapitola 5.2.

3.2 Rozdělení sopek dle tvaru

Sopky odrážejí svým tvarem mechanismus svého vzniku. Dle tvaru tak lze určit, která sopka se vyznačuje erupcemi s produkcí velkého množství pyroklastického materiálu, magmatu, sopečných plynů.

Rozlišují se základní čtyři druhy tvarů sopek (viz Tab. č. 2). Na tvar sopek má největší vliv chemické složení lávy (bazické, kyselé lávy) a s tím související viskozita. Viskozita je veličina známá především z oborů zabývajících se vodou a charakterizuje vnitřní tření v závislosti na přitažlivých silách mezi částicemi. Čím jsou síly mezi částicemi větší, tím je i viskozita větší. Viskozita lávy se mění s teplotou. Platí, že čím vyšší teplota, tím vyšší viskozita. Naopak čím nižší teplota, tím nižší viskozita (Kutílek a kol., 2000).

Kyselá láva obsahuje velké množství oxidu křemičitého (SiO₂), vznikají natavením kyselých hornin a mají vysokou hodnotu viskozity – při explozi vznik pyroklastického materiálu. Bazické lávy obsahují méně SiO₂, mají nižší hodnotu visko-

zity – vznik lávových proudů, kdy láva vytéká na jednu stranu – nevzniká tak lávový příkrov, pro který je charakteristický velký plošný rozsah (Petránek, 1993).

Tab. č. 2: Rozdělení sopek dle jejich tvaru podle Petráněk (1993).

tvar sopky	základní popis
havajský	Ploché sopky o velkém průměru, sopečné exploze nejsou hojné, vzniká málo pyroklastického materiálu.
strombolský	Vrstevnatý sopečný kužel složený ze střídajících se lávových proudů (mladý – žhavá láva, starý – utuhnutá láva) a vrstev pyroklastického materiálu.
vulkánský	Složené téměř pouze z pyroklastického materiálu, vysoká viskozita a kyselost lávy.
peléský	Vysoká viskozita lávy a vznik žhavého popelavého mračna postupujícího po svahu sopky dolů. Tvoří-li vytlačená láva strmá a zakulacená tělesa, mluví se o sopečném dómu.

3.3 Rozdělení sopek dle charakteru erupce

Tab. č. 3: Rozdělení sopek dle charakteru erupce podle Šamalíková a kol. (2005).

charakter erupce	základní popis
lávový (efuzivní)	Klidný výlev lávy na zemský povrch ve vulkanicky aktivní oblasti – subdukční oblasti. Tvar sopek závislý na viskozitě lávy. V případě, kdy dochází k výlevu láv podél dlouhých zlomových linií, se jedná o lineární typ sopečné činnosti. Podél dlouhé zlomové linie probíhala například sopečná aktivita, která je někdy nepřesně označována jako erupce sopky Laki – nepřesně právě z toho důvodu, že se v roce 1783 nejednalo o erupci jedné samotné sopky, ale sopečná aktivita probíhala na dlouhé zlomové linii. V dalších odstavcích a kapitolách jsou používány termíny „erupce sopky Laki“ z důvodu přehlednosti textu a orientace při porovnávání jednotlivých vulkanických událostí s tím, že čtenář bere na vědomí zde výše uvedené řádky – silně zvýrazněné.

charakter erupce	základní popis
výbušný	Při erupci sopky je pyroklastický materiál tlakem vyneseno do atmosféry a postupně sedimentuje. Sedimentací pyroklastického materiálu na svazích sopky pak vznikají nasypané kužely, které se při významnějších srážkách dostávají do pohybu.
stratovulkány	Nejčastější typ sopek na Zemi, který je složen jak z lávového proudu, tak z usazeného pyroklastického materiálu. Pro tyto vulkány jsou typické široké kaldery (propadlá centrální část vulkánu), které jsou mnohdy vyplněné jezery.

3.4 Významné vulkanické oblasti na Zemi

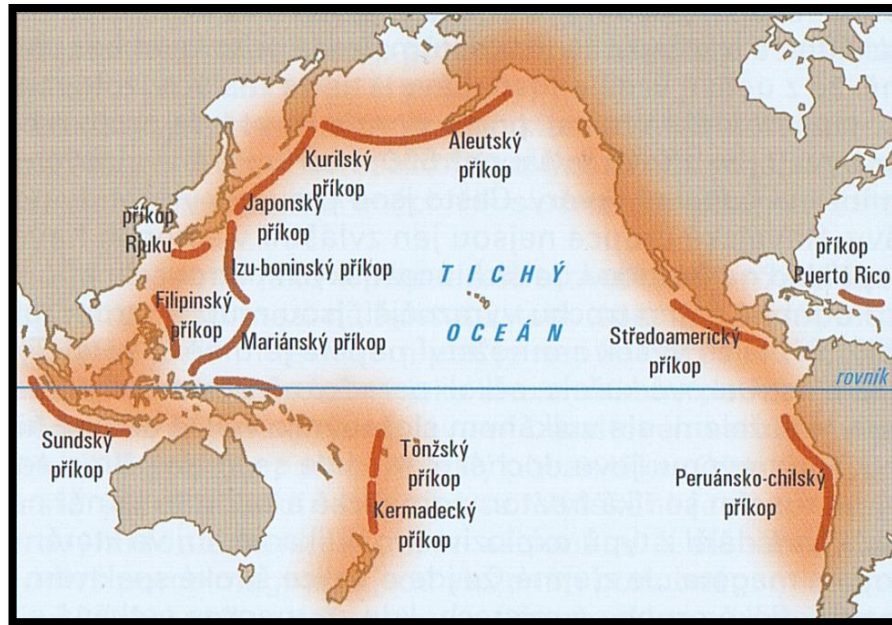
Jak už bylo uvedeno, sopečná činnost byla největší v dobách rané Země, i v současnosti ale na Zemi existuje několik významných vulkanicky aktivních oblastí.

V Evropě se vyskytuje několik oblastí s výskytem činných sopek. V Itálii je to oblast okolí Neapole, v jejíž blízkosti se nachází sopka Vesuv, jejíž poslední erupce je datována do roku 1944. Na největším středomořském ostrově, Sicílii, se nachází sopka Etna, jejíž poslední erupce je datována do roku 2006. V oblasti Islandu se nachází hned několik významných činných sopek – například Hekla, Katla a Laki. Island je považován za sopečný ostrov, a to z toho důvodu, že od severu na jih jím prochází tektonický zlom. Na tomto zlomu vznikají dlouhé kráterové řady – více sopek různé intenzity (Laki – 1783) v řadě za sebou (Rubin, 2008). V posledních letech došlo na Islandu k erupcím několika menších sopek (tyto sopky ale i tak způsobily velké problémy v letecké dopravě, jak už bylo zmíněno).

Asi nejvýznamnější vulkanickou oblastí na Zemi je oblast Ohnivého prstence Tichého oceánu. Nazývá se tím řetězec sopek a zón zemětřesení, které jsou výsledkem subdukce pacifické litosférické desky s výjimkou v oblasti Latinské Ameriky, kde se stýkají desky Nazca a Kokosová s Jihoamerickou tektonickou deskou. Subdukci se rozumí podsunutí litosférických desek. Konkrétně například v oblasti ohnivého prstence Tichého oceánu vzniká subdukci pacifické litosférické desky a filipínské litosférické desky Mariánský příkop – nejhlubší podmořský příkop na Zemi (Jakeš, 2005). Mezi významné sopky ohnivého prstence patří: El-Chichón (Mexiko), Saint Helens (USA), Kliuchevskoi (Rusko), Mount Fuji (Japonsko), Pina-

tubo (Filipíny), Mount Merapi (Indonésie), Mount Ruapehu (Nový Zéland) a mnoho dalších.

Obr. č. 2: Oblast Ohnivého prstence Tichého oceánu s vyznačenými hlubokomořskými příkopy, oblast s častou sopečnou činností (Jakeš, 2005).



3.5 Indexy charakterizující sopečnou činnost

Indexy charakterizující sopečnou činnost byly zavedené proto, aby existovaly jednotné stupnice pro vyhodnocování sopečných erupcí. Tyto stupnice jsou založeny na měřitelných, kvantitativních datech, jako je množství vyvrženého pyroklastického materiálu, výška erupčního sloupu (výška vyvržení produktů sopečné činnosti) aj.

3.5.1 VEI – Volcanic Explosivity Index – Index sopečné explozivity

Index sopečné explozivity VEI byl poprvé popsán americkými vulkanology Newhallem a Selfem v roce 1982.

VEI nabývá hodnot 0–8, kde 0 znamená, že se jedná o erupci s malou explozivitou. Naopak, pokud VEI nabývá hodnoty 8, jedná se o erupci s vysokou explozivitou (Camp, 2006).

Pro určení hodnoty VEI dané erupce je podstatné určení základních faktorů, jako je množství vyvrženého pyroklastického materiálu, výška vyvržení produktů sopečné činnosti, tvar sopky, doba trvání sopečné erupce, perioda erupce (Robock, 2000).

Tab. č. 4: Index vulkanické explozivity VEI v kontextu jednotlivých faktorů s uvedenými příklady erupcí (Rowlett, 2003). H = Havajský tvar sopky, S = Strombolský tvar sopky, V = Vulkánský tvar sopky, P = Peléský tvar sopky

VEI	objem vyvrženého pyroklastického materiálu [m ³]	výška vyvržení produktů sopečné činnosti [km]	tvar sopky	zasazení stratosféry	perioda erupce	příklad erupce
0	< 10 ⁴	< 0,1	H	ne	denně	Kilauea
1	10 ⁴ až 10 ⁶	0,1 až 1	H/S	ne	denně	Stromboli
2	10 ⁶ až 10 ⁷	1 až 5	S/V	ne	týdně	Galeraz
3	10 ⁷ až 10 ⁸	3 až 15	V	možná	ročně	Ruiz
4	10 ⁸ až 10 ⁹	10 až 25	V/P	zřejmá	10 let	Galunggung
5	10 ⁹ až 10 ¹⁰	> 25	P	ano	100 let	St. Helens
6	10 ¹⁰ až 10 ¹¹	> 25	P	ano	100 let	Krakatoa
7	10 ¹¹ až 10 ¹²	> 25	P	ano	1000 let	Tambora
8	> 10 ¹²	> 25	P	ano	10000 let	Toba

3.5.2 DVI – Dust Veil Index – Index prachového závoje

Index prachového závoje DVI byl popsán Hubertem Lambem, anglickým klimatologem, v roce 1970.

Index DVI se využívá při analýze dopadu sopečné činnosti na klimatický systém Země a klimatické oscilace. Například při analýze a modelování klimatu (při kterém byl využíván index DVI) malé doby ledové bylo zjištěno, že aerosoly vznikající po sopečné erupci v atmosféře mají vliv na klimatický systém Země, jak bude popsáno v kapitole 5.2.

Pro odvození hodnoty indexu DVI se využívá tři odvozených rovnic (Houghton a kol., 2001).

$$DVI = 0,97 \cdot R_{DMAX} \cdot E_{MAX} \cdot t_{m0}$$

$$DVI = 52,2 \cdot T_{DMAX} \cdot E_{MAX} \cdot t_{m0}$$

$$DVI = 4,4 \cdot q \cdot E_{MAX} \cdot t_{m0}$$

Lamb v rovnicích pro výpočet indexu DVI zohledňuje maximální odchylku hodnoty přímého slunečního záření R_{DMAX} po sopečné erupci od dlouhodobého průměru. T_{DMAX} představuje maximální teplotní odchylku po sopečné erupci od dlouho-

dobého průměru. E_{MAX} značí korekci, jejíž hodnota se liší podle zeměpisné šířky: pro 0–20 ° severní nebo jižní šířky platí $E_{MAX} = 1$, pro 20–35 ° severní nebo jižní šířky platí $E_{MAX} = 0,7$, pro 35–42 ° severní nebo jižní šířky platí $E_{MAX} = 0,4$ a pro 42–90 ° severní nebo jižní šířky platí $E_{MAX} = 0$. Malé q vyjadřuje objem vyvrženého materiálu v km^3 . Čas mezi erupcí sopky a posledními známkami aktivity sopky se značí t_{m0} a udává se v měsících. Parametry rovnic R_{MAX} , T_{MAX} a t_{m0} jsou měřeny ve středních zeměpisných šířkách, tzn. 30–60 ° severní nebo jižní šířky (Houghton a kol., 2001).

3.6 Energie sopečné erupce

Energie sopečné erupce (jednotky Joule [J]) je vypočitatelná dle vztahu, který uvádí Hédervári (1980):

$$E = V \cdot \frac{\rho}{\alpha \cdot T} + \frac{B}{J}$$

Proměnná V představuje objem vyvrženého materiálu v m^3 , ρ vyjadřuje průměrnou hustotu vyvrženého materiálu v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$. T vyjadřuje teplotu lávy v Kelvinech. α udává měrnou tepelnou kapacitu lávy ($1046 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), která vyjadřuje množství tepla, které je potřebné k ohřátí jednoho kilogramu lávy o jeden °C. B je latentní teplo ($209250 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$), které vyjadřuje teplo, které je potřebné ke změně skupenství jednoho kilogramu lávy. J vyjadřuje energii v jednotkách Joule (10^7 J).

Tab. č. 5: Energie vybraných sopečných erupcí uvedených podle Hédervári (1980).

erupce	energie [J = Joule]
Laki	$2,05 \cdot 10^{26}$
Tambora	$2,01 \cdot 10^{26}$
Cosiguina	$1,15 \cdot 10^{26}$
Katmai	$4,83 \cdot 10^{25}$
Krakatoa	$2,39 \cdot 10^{25}$
Bezymjanyj	$5,26 \cdot 10^{24}$

Hodnoty energií sopečných erupcí uvedených v Tab. č. 5 byly v Hédervári (1980) vyjádřeny v jednotkách Kalorie [cal], které se v současnosti již nepoužívají. Jednotkou energie dle soustavy SI je Joule [J]. Pro převod platí $1 \text{ cal} = 4,185 \text{ J}$.

4. Průběh zim ve střední Evropě

V meteorologii a klimatologii se jako zimní období označují měsíce prosinec, leden a únor (1. prosinec až 28. únor).

Střední Evropa (oblast přibližně mezi 6° a 24° východní délky a mezi 46° a 55° severní šířky) leží na přechodu kontinentálního a oceánského podnebí ve stře-doevropském přechodném podnebí. Vliv oceánského podnebí se zvyšuje směrem k Atlantickému oceánu, naopak směrem na východ se snižuje a zvyšuje se vliv kontinentálního podnebí. Oceánské podnebí se vyznačuje mírnějšími zimami s velkým množstvím srážek, kontinentální podnebí zase chladnými zimami, které jsou ovšem na srážky chudší (Roth, 2000).

4.1 Faktory mající vliv na průběh zim ve střední Evropě

Existuje celá řada faktorů, které ovlivňují průběh zim ve střední Evropě (vědecky ověřené: NAO, AO, sluneční aktivita; zatím vědecky neověřené: ENSO (El Niño-Southern Oscillation), ultrafialové a kosmické záření) (Matejovič, 2012).

Tato kapitola se zabývá konkrétně třemi faktory: NAO (North Atlantic Oscillation), AO (Arctic Oscillation) a sluneční aktivita (sluneční záření – tepelný zdroj). Tyto tři faktory byly vybrány záměrně, protože zde existuje, jak ukáže i kapitola 5, závislost mezi sopečnou činností a jejich průběhem.

4.1.1 NAO – North Atlantic Oscillation – Severoatlantická oscilace

Severoatlantická oscilace představuje klimatickou oscilaci, objevenou G. T. Walkerem v roce 1920, ke které dochází v severní části Atlantického oceánu mezi oblastí Azorské tlakové výše a Islandské tlakové níže (Bachmann, 2007).

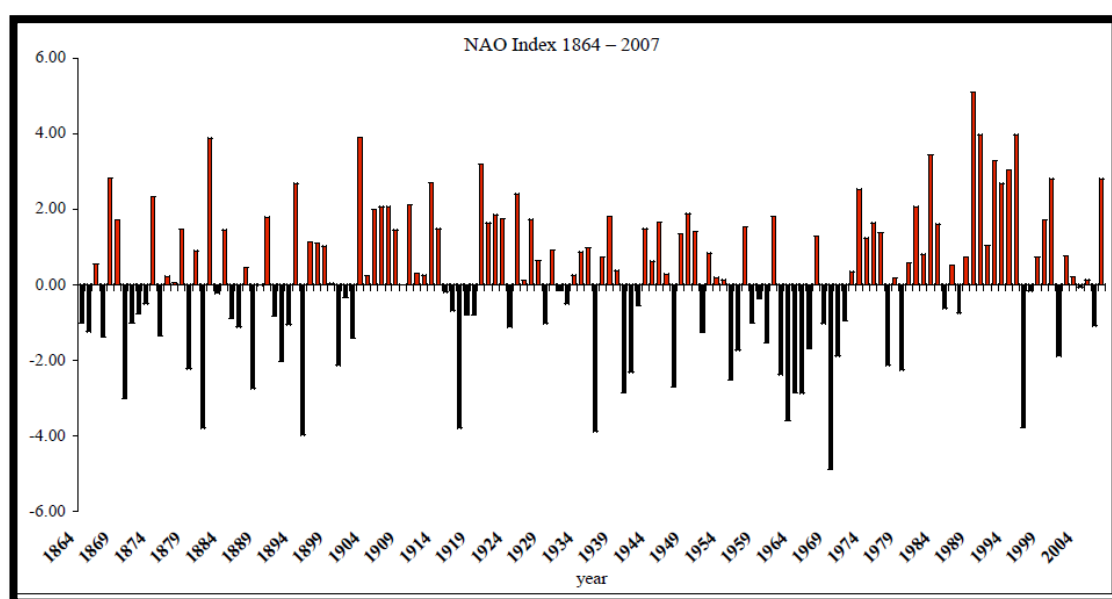
Pro vyjádření charakteru fáze Severoatlantické oscilace se používá NAOI (North Atlantic Oscillation Index), který vyjadřuje rozdíl přízemního tlaku vzduchu mezi stanicí Azorské tlakové výše (jižní stanice – Azorské ostrovy) a stanicí Islandské tlakové níže (severní stanice – Reykjavík). V tomto případě se mluví o takzvaném zimním NAOI. Doležalová (2006) uvádí, že poloha Azorské tlakové výše se mění během roku a v letním období se její střed pohybuje severněji, nad 40° s. š., a tak je vhodnější jako jižní stanici zvolit místo severněji – například Pyrenejský poloostrov – Lisabon.

U NAO se rozlišuje kladná a záporná fáze. Kladná fáze nastane v okamžiku abnormálně vysokého tlaku v oblasti Azorské tlakové výše a abnormálně nízkého

tlaku v oblasti Islandské tlakové níže – NAOI je kladný – zonální proudění, do Evropy proniká v zimním období teplejší vzduch ze západních směrů. Záporná fáze nastává naopak v případě zeslabení tlakových útvarů nad Atlantickým oceánem – NAOI je záporný – meridiální proudění, častý propad studeného vzduchu do Evropy ze severních směrů. Období kladného a záporného indexu Severoatlantické oscilace se neustále střídají, jak ukazuje i Obr. č. 3 (Doležalová, 2006).

Změny fází NAOI jsou způsobeny interakcí atmosféry s oceánem, především v severní části Atlantického oceánu. K těmto interakcím je nutné dále počítat se silou mořských proudů - Golfský proud (například Roth (2000)), výkyvy mořské hladiny, teplotními výkyvy mořské hladiny, rozložením volně plujícího ledu a salinitou oceánu (Svoboda, 2002).

Obr. č. 3: Průměrné hodnoty zimního NAOI v letech 1864–2007. Z obrázku je patrné střídání kladných a záporných fází NAO. X-ová osa je časová, Y-ová osa představuje průměrnou hodnotu NAOI prosinec až únor v daných letech (Bachmann, 2007).



4.1.2 AO – Arctic Oscillation – Arktická oscilace

Arktická oscilace představuje oscilaci, která ovlivňuje průběh počasí na severní polokouli. Stejně jako NAO vyjadřuje rozdíl přízemních tlaků. U AO se jedná o rozdíl tlaků mezi oblastí Arktidy a oblastí ležící v Atlantickém oceánu mezi 37 ° a 45 ° severní šířky.

Pro vyjádření charakteru AO se používá AOI (Arctic Oscillation Index), který může být buď záporný, nebo kladný, podle fáze, ve které se AO nachází. Kladná fáze

AO nastává v okamžiku, kdy nad Arktidou vznikne tlaková níže a nad oblastí mezi 37 ° a 45 ° severní šířky vznikne tlaková výše. Tehdy vznikají hluboké tlakové níže v oblasti jižně od Grónska a tyto níže se posunují směrem k východu do severní Evropy a v zimním období přinášejí nejen do oblasti severní, ale i střední Evropy teplé a deštivé počasí – AOI je kladný. V případě, kdy nad Arktidou vznikne tlaková výše a v oblasti nacházející se mezi 37 ° a 45 ° severní šířky vznikne oblast nízkého tlaku vzduchu, nad oblastí severní Evropy vzniká mohutná tlaková výše, po jejíž zadní straně proudí do střední Evropy velmi studený, původně arktický vzduch od severu až severovýchodu – AOI je záporný (Mitchell, 2004; CPC, 2012). Hodnoty AOI se zaznamenávají do stejného typu grafu, jako je na Obr. č. 3.

Vzájemnému vztahu NAO a AO se věnují například Wanner a kol. (2001).

4.1.3 Sluneční aktivita

Proces, při kterém se uvolňuje sluneční energie ze Slunce, se nazývá sluneční aktivita. Sluneční aktivita není stále stejná, ale mění se v cyklech. Rozlišuje se několik cyklů: 11letý, 22letý, z dlouhodobého hlediska dále 80, 300, 1400 a 1800leté periody. Pro potřeby fyziky se počítá s hodnotou sluneční konstanty $1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, jejíž definici uvádí například Kadrnožka (2006): „Sluneční konstanta je tepelný výkon vyslaný ve všech vlnových délkách ze Slunce, který prochází jednotkovou plochou (1 m^2) kolmou na sluneční paprsky ve vzdálenosti 1 AU (astronomická jednotka, vzdálenost Země od Slunce (150 milionů km)) od Slunce.“

Pro sledování sluneční aktivity je rozhodující počet slunečních skvrn, což jsou chladnější a tmavší místa na povrchu Slunce. V okolí těchto skvrn se pak nacházejí světlejší plochy, do kterých vstupují plyny z nitra Slunce, které jsou o 200 až 400 °C vyšší než teplota fotosféry Slunce (oblast blízka povrchu Slunce, tvořena plyny z nitra Slunce a plazmou), která je přibližně 5500 °C. V období, kdy je na povrchu Slunce velké množství slunečních skvrn, dochází k velkému transportu energie z nitra Slunce na jeho povrch. Sluneční aktivita je vysoká (Kadrnožka, 2006); (Behringer, 2010).

Pro vyjádření počtu slunečních skvrn na povrchu Slunce se v současnosti využívá buď číslo GSN (Group Sunspot Number), které udává počet skupin slunečních

skvrn na Slunci, nebo Wolfovo relativní číslo, které je vyjádřeno vztahem uvedeným v Kadrnožka (2006):

$$R_z = K \cdot (10 \cdot g + f)$$

kde: K - zvětšení dalekohledu
g - počet skupin skvrn
f - počet skvrn na viditelné straně Slunce

Snížení množství dopadajícího slunečního záření nemusí být vždy jen důsledek snížené sluneční aktivity, ale může být i následkem sopečné činnosti. Dále bude podrobně o této problematice pojednáno v kapitole 5.2.

Vlivu sluneční aktivity na počasí na Zemi si všiml i Milutin Milankovič (1879–1958), který předpokládal, že některá zalednění z minulosti mají přímou souvislost se změnou sluneční aktivity.

Vlivem zvýšené sluneční aktivity na zimní stav atmosféry se zabývali Bochníček a kol. (2011) v práci zpracované pro Akademii věd České republiky. Ve studii se udává, že zvýšená sluneční aktivita má za následek kladnou fázi NAO, jejímuž dopadu na zimní počasí v Evropě se věnovala předchozí kapitola.

4.2 Typické povětrnostní zimní situace ve střední Evropě

Ve střední Evropě se střídavě uplatňuje řada typů povětrnostních situací, které trvají obvykle několik dnů a přecházejí postupně jeden v druhý.

Pro účely meteorologie (předpověď počasí) pak existují takzvané typické povětrnostní situace, které jsou závislé na chování studených a teplých front, které je odlišné v letních a zimních měsících. Pro toto tvrzení existují i konkrétní statistiky. Například ČHMÚ od roku 1950 sleduje přechody atmosférických front přes Prahu-Ruzyni. Z těchto statistik vyplývá, že v zimním období dochází k rychlejší výměně vzduchových hmot nad střední Evropou, než je tomu v letním období. V zimním období přejde přes Prahu-Ruzyni v průměru jedenáct teplých a osmnáct studených front, zatímco v letním období je to pouze sedm teplých front a devatenáct front studených. Převládající směr přechodu front je z jihozápadních, západních, severozápadních směrů (Pavlík a kol., 2002).

Typická povětrnostní zimní situace je jižní západní situace s postupem jednotlivých tlakových níží do střední Evropy ze západní Evropy mezi subtropickou tlako-

vou výši nad severním Atlantikem a níží v oblasti Britských ostrovů. Počasí je ve střední Evropě oblačné, s častými dešťovými srážkami i ve vyšších polohách.

Druhou typickou povětrnostní zimní situací je situace s tlakovou výší nad Britskými ostrovy. Tato tlaková výše blokuje postup tlakových níží z Atlantiku a po zadní straně této tlakové výše dochází k propadu tlakových níží do střední Evropy ze Skandinávie. Počasí ve střední Evropě je oblačné, mrazivé, vyskytují se sněhové srážky.

Třetí a poslední zde popisovanou typickou povětrnostní zimní situací je jižní situace, která je charakteristická rozsáhlou tlakovou výší nad východní Evropou, která zasahuje i do střední Evropy. Počasí pod vlivem tlakové výše bývá jasné, beze srážek ale mrazivé. Hlavně v zimním období se mohou vyskytovat mlhy a nízká inverzní oblačnost. Blíže se inverzí zabývají například Karas a kol. (2007).

Synoptickou meteorologií, atmosférickými frontami, tlakovými útvary a popisem jednotlivých typických povětrnostních situací se zabývá například Roth (2000).

4.3 Průměrné zimní teploty na vybraných meteorologických stanicích střední Evropy, klasifikace zim

V této práci se pracuje s osmi teplotními řadami z celkem šesti států střední Evropy: Německo, Česká republika, Polsko, Maďarsko, Rakousko a Slovenská republika. Základní informace o teplotních řadách a umístění měřicích stanic jsou uvedeny v Tab. č. 6. Zdroje teplotních řad jsou uvedeny v seznamu literatury.

Tab. č. 6: Seznam vybraných meteorologických stanic na území střední Evropy. Zeměpisné souřadnice meteorologických stanic jsou uvedené v Příloze č. 6a.

stát	město	začátek měření	nadmořská výška (m n.m.)	průměrná zimní teplota 1961–1990 (°C)
Německo	Mnichov	1781	528	-0,8
Německo	Berlín	1755	51	0,5
Česká republika	Praha Klementinum	1770	191	1,0
Česká republika	Čáslav	1876	239	-0,3

stát	město	začátek měření	nadmořská výška (m n.m.)	průměrná zimní teplota 1961–1990 (°C)
Polsko	Vratislav	1792	122	-1,3
Maďarsko	Budapešť	1780	129	1,1
Rakousko	Vídeň	1775	176	0,4
Slovensko	Bratislava	1775	131	0,2

Meteorologická stanice Budapešť spolu se stanicí Praha Klementinum mají nejvyšší průměrnou zimní teplotu v období 1961–1990. V případě stanice Praha Klementinum je to způsobené řadou zkreslujících faktorů, které plynou především z umístění měřících přístrojů ve středu městské zástavby. V případě stanice Budapešť je to způsobeno její jižnější polohou umístění. Nejnižší průměrnou zimní teplotu vykazují meteorologické stanice Mnichov a Vratislav. U stanice Mnichov je to způsobeno poněkud vyšší nadmořskou výškou.

K dispozici byly dále i tři teplotní řady horských meteorologických stanic (Sněžka – Česká republika, Milešovka – Česká republika, Fichtelberg – Německo). Nadmořská výška těchto stanic, teplotní průměry a délka teplotních řad se však výrazněji liší od stanic uvedených v Tab. č. 6. Z toho důvodu není s těmito stanicemi ani v dalších částech této práce počítáno.

Na základě vypočtených dlouhodobých průměrných zimních teplot (např. pro období 1961–1990) a průměrných teplot jednotlivých zim se klasifikují zimy na nadprůměrné – v případě, je-li průměrná teplota konkrétní zimy vyšší než průměrná zimní teplota za zvolené období, průměrné a podprůměrné – je-li průměrná teplota konkrétní zimy nižší než průměrná zimní teplota za zvolené období.

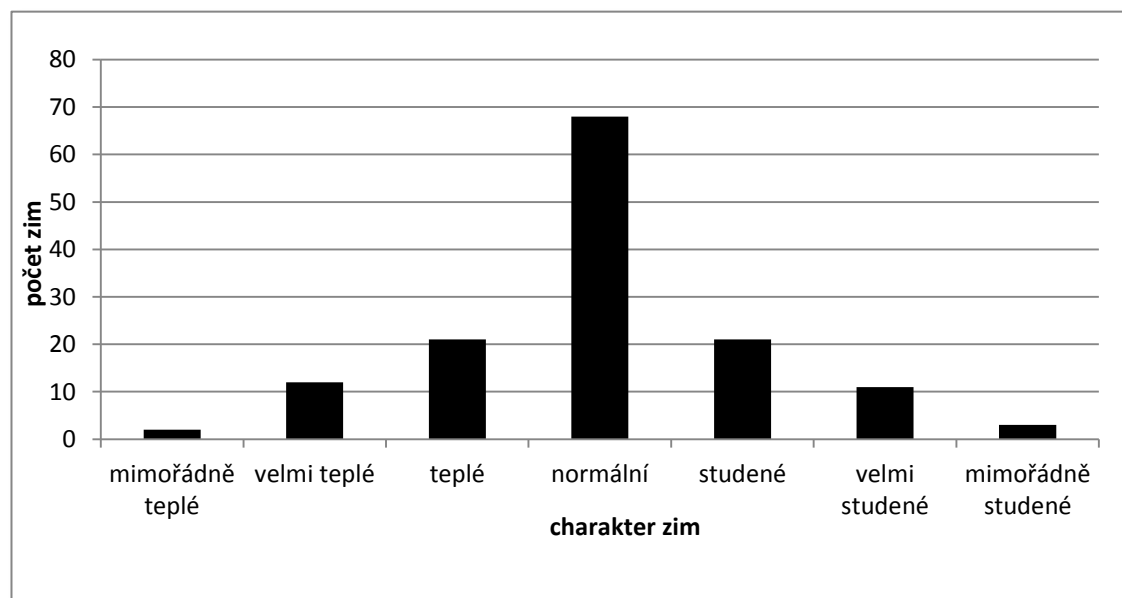
Podle velikosti teplotní odchylky průměrné zimní teploty konkrétní zimy od průměrné zimní teploty za zvolené období uvádí Matejovič (2012) klasifikaci, která je v Tab. č. 7.

Tab. č. 7: Klasifikace zim dle velikosti teplotní odchylky průměrné zimní teploty od průměrné zimní teploty za delší zvolené období (Matejovič, 2012).

odchylka (°C)	charakter zimy
$\geq 2,7$	mimořádně nadnormální, mimořádně teplá
2,2 až 2,7	silně nadnormální, velmi teplá
0,8 až 2,2	nadnormální, teplá
-1,5 až 0,8	normální
-1,5 až -3,2	podnormální, studená
-3,2 až -5,5	silně podnormální, velmi studená
$\leq -5,5$	mimořádně podnormální, mimořádně studená

Z hlediska pravděpodobnosti se nejčastěji vyskytují zimy normální, nejméně často pak oba extrémní – mimořádně nadnormální, podnormální – graf na Obr. č. 4 kopíruje přibližně tvar Gaussovy křivky.

Obr. č. 4: Teplotní charakter zim na meteorologické stanici Hurbanovo - Slovensko pro období 1871–2008 dle teplotních odchylek od průměru teplot pro období 1961–1990 (Matejovič, 2012).



5. Vliv sopečné činnosti na průběh zim ve střední Evropě

5.1 Pohled kronik

Kroniky představují jeden z možných pramenů pro rekonstrukci počasí a klimatu minulosti. Nedostatkem těchto pramenů však často bývá neověřitelnost zápisů v nich uvedených a také to, že vzhledem k použité terminologii lze jen těžko odhadnout, zda jde o mimořádný výkyv počasí nebo se jedná o tehdy obvyklé projevy počasí. Ověřování věrohodnosti kronik začalo ke konci 18. století, kdy bylo v Čechách zahájeno pravidelné meteorologické měření (Kotyza a kol., 1995).

Například Karel Pejml (meteorolog ČHMÚ) označil zprávy kronikářů v letech 1770 až 1833 za reálné a převoditelné do kvantitativní podoby.

5.1.1 Odraz erupce sopky Laki v kronikách

V roce 1783 došlo na Islandu k erupci sopky Laki, po které v následujících třech letech došlo k výraznému poklesu teplot. Vzhledem k tomu, že z této doby už jsou k dispozici naměřená meteorologická data – teploty, je možné zprávy z kronik porovnat s těmito naměřenými daty.

Zdrojem zápisů z kronik v následujících odstavcích jsou Kotyza a kol. (1995) – jména autorů některých zápisů jsou však neznámá.

V kronice města Žatce (1784) se vyskytuje informace o velmi dlouhé a velmi studené zimě 1783/1784. Doslovná citace z kroniky: „29. února – 8. dubna 1784 byly třeskuté mrazy, mírnější až do 18. dubna 1784. 19. dubna 1784 přišla obleva a povodeň s ledy na Ohři u Žatce.“

Také zima 1784/1785 je kronikáři označována jako výjimečně studená a bohatá na sníh. Stejně jako zima 1783/1784 trvala výjimečně dlouho. Doslovné citace z kroniky od Pötzsch (1784): „Po výjimečně dlouhé, velmi studené a mrazivé a na sníh bohaté zimě teprve v dubnu nastalo jarní tání a rozrušení ledové celiny na Labi.“

Zima 1785/1786 je stejně jako zima 1784/1785 popisovaná jako velmi bohatá na sníh a mrazivá s tím, že k výrazné oblevě doprovázené táním sněhu a praskáním ledové celiny došlo v lednu 1786.

Po roce 1786 již nejsou v kronikách žádné záznamy o extrémních výkyvech počasí. I z teplotních řad lze vyzorovat, že po roce 1786 byly teploty v zimním období v průměru nebo dokonce lehce nad průměrem.

5.2 Vliv sopečných erupcí na klimatický systém Země

Klimatický systém popisují Moldan a Kalvová (1996) jako složitý systém, ve kterém jsou probíhající procesy propojeny složitými vazbami. Klimatický systém se skládá z atmosféry, oceánů, kryosféry (území zaledněné minimálně po dobu dvou let), litosféry (zemská kůra a svrchní část zemského pláště) a biosféry (oživená část zemské kůry). Procesy, které probíhají v jednotlivých složkách klimatického systému a neustále se mění, jsou spolu s vnějšími faktory (změna v množství dopadajícího slunečního záření na zemský povrch – například v souvislosti se sopečnou erupcí), příčinou změny klimatu (Moldan a Kalvová, 1996).

Klimatickou změnou, ke které dochází v souvislosti se sopečnou erupcí, se zabývalo mnoho autorů (například Mao a Robock (1995) a Robock (2000)). Cílem těchto autorů bylo především objasnění její příčiny.

Robock (2000) ve své práci shrnuje poznatky, které byly výsledkem vědeckých pozorování, koncentrovaných především do 20. století našeho letopočtu. Z těchto vědeckých pozorování vyplynulo, že ke klimatické změně dojde v případě, jsou-li produkty sopečné činnosti – sopečné plyny – vyvrženy do stratosféry, tedy do výšek 15–50 km nad zemským povrchem.

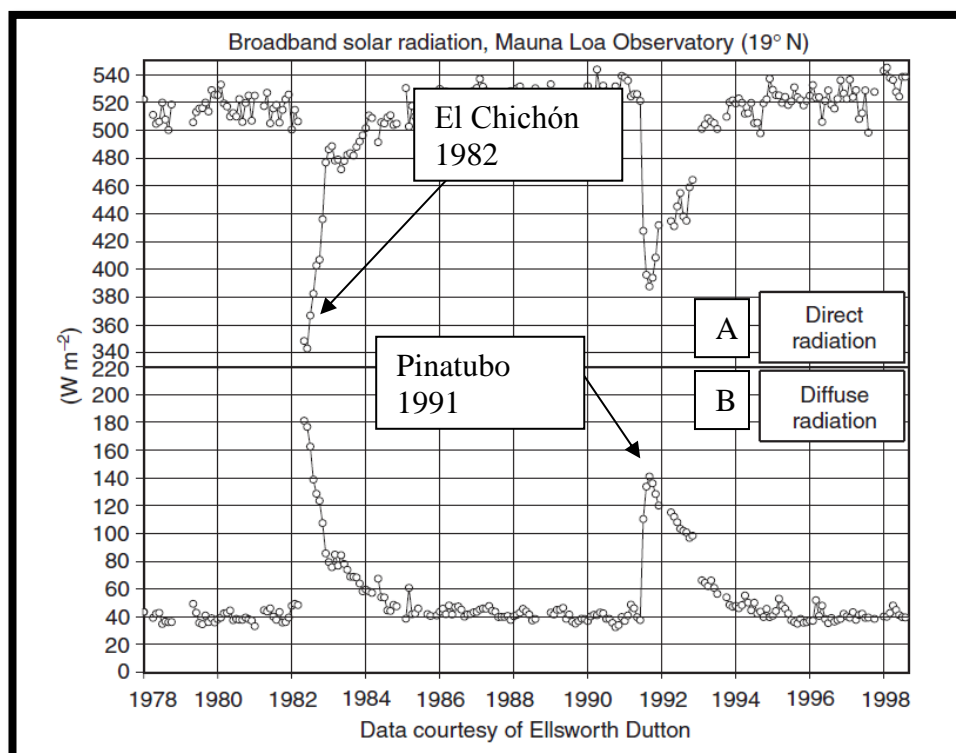
V kapitole věnované sopečným plynům jsou jako hlavní sopečné plyny jmenovány tři: fumarola, sulfatara a mofeta. Velkou část těchto plynů tvoří oxid uhličitý CO_2 a vodní pára H_2O , které hrají významnou roli při vytváření skleníkového efektu, který popisují například Karas a kol. (2007) jako proces, při kterém skleníkové plyny (především vodní pára a oxid uhličitý) propouštějí sluneční záření (zdroj tepla), ale pohlcují zemským povrchem zpětně vyzařované tepelné záření, a tím dochází k oteplování atmosféry. Vodní pára a oxid uhličitý jsou však v atmosféře přirozeně zastoupeny již v tak velkém množství, že objem, který je do ní vyvržen během sopečné erupce, je v porovnání s ním zanedbatelný, a na klima tak nemá výrazný dopad. Daleko důležitější roli zde hrají sopečné plyny s obsahem oxidu siřičitého SO_2 a sulfanu H_2S . Tyto plyny reagují s hydroxidy OH a vodní parou H_2O , které jsou přirozenou součástí atmosféry, za vzniku kyseliny sírové H_2SO_4 , která tvoří aerosoly, které jsou příčinou klimatické změny (Robock, 2000).

Aerosoly představují heterogenní směs, která je tvořena kapalnými nebo pevnými částicemi, rozptýlenými v plynném prostředí. V tomto případě se tedy jedná o aerosoly (oblak aerosolů) tvořené molekulami kyseliny sírové H_2SO_4 (ka-

palina) v plynném prostředí tvořeném plyny stratosféry (H_2O , CO_2) a sopečnými plyny.

Slunce je zdrojem slunečního záření, které zahřívá atmosféru Země. Vlivem působení oblaku aerosolů ve stratosféře dochází k pronikání menšího množství slunečního záření do troposféry a na zemský povrch – dochází tak k ochlazení klimatu. Mao a Robock (1995) udávají, že v případě sopky Krakatoa (1883) v Indonésii došlo po erupci sopky k poklesu průměrné globální teploty vzduchu o $0,2\text{ }^\circ\text{C}$. Hlavní příčinou tohoto ochlazení je to, že část slunečního záření (krátkovlnného – ohřívá atmosféru a zemský povrch) je odražena oblakem aerosolů zpět do vesmíru. Tato schopnost odrážet část slunečního záření vyplývá z vysoké odrazivosti – albeda oblaku aerosolů. Daleko menší, v porovnání s množstvím odraženého slunečního záření, je množství pohlceného – absorbovaného slunečního záření oblakem aerosolů. O tom svědčí i hodnota tzv. „Single Scattering Albedo“, „SSA“. SSA definují Montilla a kol. (2011) jako poměr koeficientu odrazivosti (vyjadřující množství odraženého slunečního záření) k součtu koeficientu odrazivosti a koeficientu absorpce (vyjadřující množství pohlceného slunečního záření). Robock (2000) udává, že hodnota SSA je u oblaku aerosolů vzniklých po erupci sopky rovna přibližně 1. I přes relativně malou schopnost oblaku aerosolů pohlcovat sluneční záření, způsobuje pohlcení malé části slunečního záření zvýšení teploty ve stratosféře – například po erupci sopky Pinatubo (1991) došlo k oteplení spodní vrstvy stratosféry (cca. 15–20 km nad zemským povrchem) o $2\text{--}3\text{ }^\circ\text{C}$ v oblastech rovníku a středních zeměpisných šířek (Free a Lanzate, 2009).

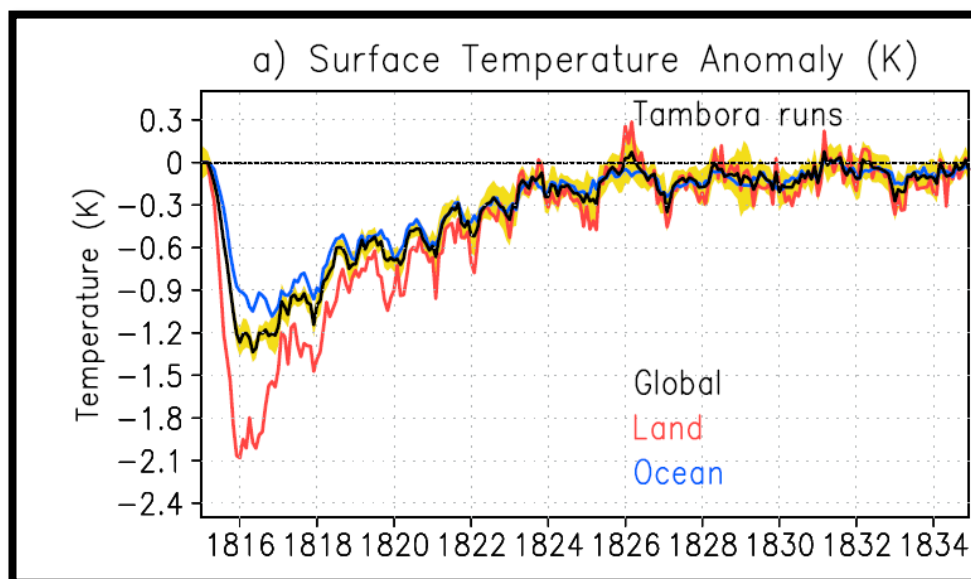
Obr. č. 5: Graf A zobrazuje množství přímého slunečního záření dopadajícího na zemský povrch. Graf B zobrazuje množství rozptýleného a odraženého slunečního záření. Je patrné, že v době po erupci dochází k poklesu množství přímo dopadajícího slunečního záření na zemský povrch, naopak roste množství rozptýleného a odraženého slunečního záření. Je to důsledek vzniklého oblaku aerosolů ve stratosféře. Jednotkou sluneční energie (tepelného výkonu) je $W \cdot m^{-2}$. Měřeno na observatoři Mauna Loa (Havaj). Zobrazeny erupce sopek El Chichón (1982) a Pinatubo (1991) (Robock, 2000).



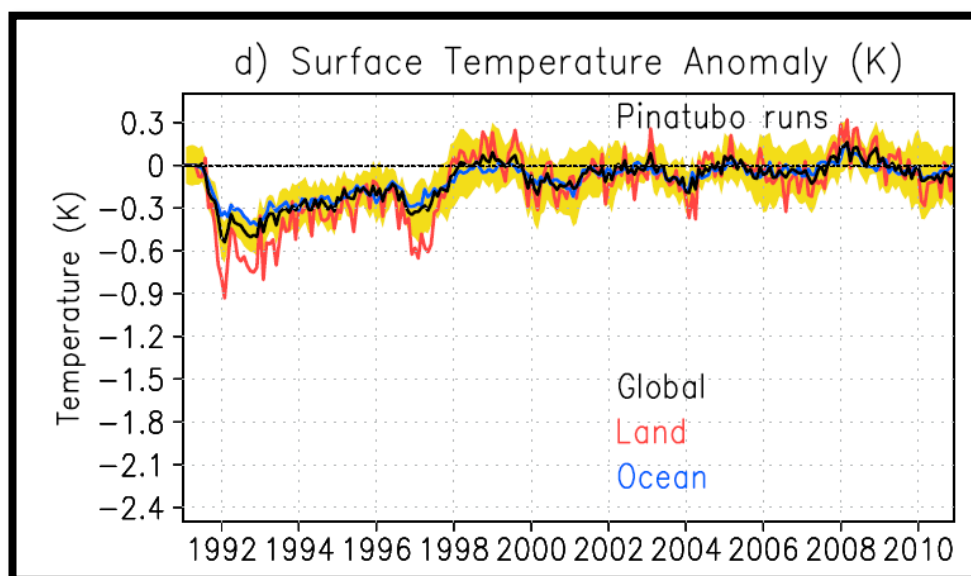
Následkem sníženého množství dopadajícího slunečního záření dochází ke změně (snížení) průměrné teploty vod světových oceánů, a tím dochází ke změně ve variabilitě klimatických oscilací (NAO, AO), které mají velký vliv na vývoj počasí ve střední Evropě (Stenchikov a kol., 2009).

Změna teploty vody v oceánu v porovnání se změnou teploty vzduchu vyžaduje mnohem větší množství dodaného tepla. Z toho důvodu jakákoli změna v množství dopadajícího slunečního záření vyvolá vyšší teplotní výkyv u teploty vzduchu na pevnině než u teploty vody v oceánu. Rozdílný vývoj teploty vzduchu na pevnině a vody v oceánu po erupcích sopek Tambora (1815) a Pinatubo (1991) popisují Stenchikov a kol. (2009) pomocí grafů uvedených na Obr. č. 6 a Obr. č. 7.

Obr. č. 6: Odlišný vývoj teplot vod oceánů (Ocean) a teploty vzduchu na pevnině (Land) po erupci sopky Tambora v roce 1815 (Stenchikov a kol., 2009).



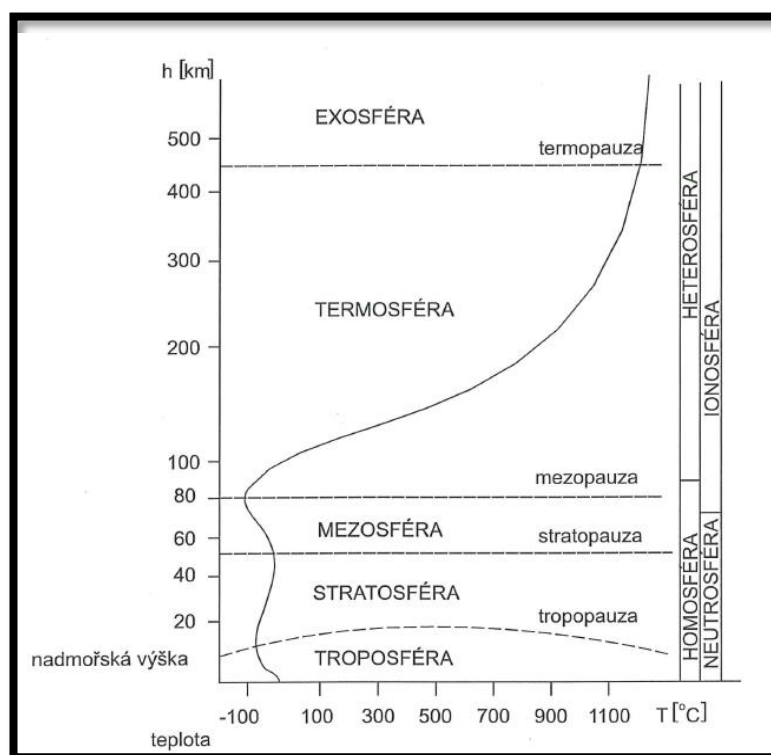
Obr. č. 7: Odlišný vývoj teplot vod oceánů (Ocean) a teploty vzduchu na pevnině (Land) po erupci sopky Pinatubo v roce 1991 (Stenchikov a kol., 2009).



Změna v množství dopadajícího krátkovlnného slunečního záření má vliv i na srážkovou činnost. Mechanismus vzniku srážek popisuje Roth (2000) jako proces, kdy působením slunečního záření dopadajícího na zemský povrch, hladinu vodních toků, hladinu vodních nádrží a hladinu oceánů dochází ke vzniku vodní páry, která stoupá do výšky přibližně deseti kilometrů, kde vlivem ochlazení kondenzuje, a tím vznikají vodní kapky, které po dosažení určité hmotnosti a velikosti překonají sílu vzestupných proudů a následně padají k zemskému povrchu ve formě atmosféric-

kých srážek. Při kondenzaci vodní páry hrají důležitou roli kondenzační jádra, která mohou být různého původu (Soukupová, 2009). Jedním ze zdrojů může být právě sopečná erupce, kdy prachové částice uvolněné sopečnou erupcí fungují jako kondenzační jádra a mohou mít za následek lokální zintenzivnění srážkové činnosti (vyšší množství bouřek v letním období v Evropě – statistiku výskytu letních bouřek po erupcích sopek uvádí například Svoboda (1987)). Průměrné množství spadlých srážek se však v globálním měřítku, jak popisují Gillet a kol. (2004), po sopečných erupcích snižuje, a to především z toho důvodu, že snížením množství dopadajícího slunečního záření dochází ke snížení množství vypařované vody, a tím je také utlu-men proces vzniku srážek, který byl popsán výše.

Obr. č. 8: Vertikální členění atmosféry (Soukupová, 2009).



Aerosoly nezůstávají pořád na jednom místě, ale jsou unášeny pomocí vzdušných proudů ve stratosféře.

Obecně se proudění ve vyšších hladinách atmosféry nazývají trysková proudění (jet streams). Jejich převládající směr a rychlost (místně výrazně vyšší rychlosti než v troposféře) se mění, jak v závislosti na geografické poloze vyjádřené zeměpisnou šířkou, tak i v závislosti na ročním období. Podle geografické polohy se rozlišují tři druhy tryskových proudění. Tropické, vyskytující se přibližně mezi 20 ° jižní a 20 ° severní šířky, který má převládající východní směr proudění a jeho síla je větší

v letním období. Subtropický, vyskytující se v závislosti na ročním období mezi 30 ° a 45 ° severní nebo jižní šířky s převládajícím západním směrem proudění. Ve středních zeměpisných šířkách, okolo 45 °, probíhá v zimním období. Posledním druhem proudění dle dělení podle geografické polohy je polární tryskové proudění, které se vyskytuje nejčastěji mezi 50 ° a 70 ° severní nebo jižní šířky a vyznačuje se převládajícím západním směrem proudění. V zimě bývá intenzivnější a může probíhat i v nižších zeměpisných šířkách než 50 ° (Soukupová, 2009).

V roce 1883, po erupci sopky Krakatoa oblak aerosolů obešel celou Zemi za dva týdny. V roce 1991 po erupci sopky Pinatubo za tři týdny. To vypovídá o relativně velkých rychlostech proudění ve stratosféře (Robock, 2000).

Doba, kterou trvá klimatická porucha (změna), je závislá na síle erupce, množství vyvržených sopečných produktů, výšce vyvržení produktů sopečné činnosti, intenzitě atmosférických srážek, místě sopečné erupce, multierupce (erupce více sopek v krátkém časovém měřítku) aj. U většiny jednotlivých erupcí, kdy se sopečné produkty dostanou do stratosféry, trvá klimatická porucha od měsíců po 2 až 3 roky v závislosti na parametrech konkrétní sopečné erupce. Klimatická porucha může trvat 10 až 100 let v případech multierupce. Pokud produkty sopečné činnosti nedosáhnou stratosféry, trvá pak pouze v řádech několika dní, maximálně týdnů, než dojde ke spadu sopečných produktů (pyroklastických) zpět na zemský povrch a jejich sedimentaci (Robock, 2000).

5.3 Vliv sopečné činnosti na průběh zim ve střední Evropě

V kapitole 5.2 bylo popsáno, jak odražením části krátkovlnného slunečního záření oblakem aerosolů, vzniklému reakcí sopečných plynů s plyny stratosféry, dochází jednak ke snížení globální teploty vzduchu, ovlivnění klimatu, a v důsledku sníženého výparu i ke snížení srážkové činnosti. Stejně jako v současnosti velmi diskutované globální oteplování (například Hansen a kol. (2000)) neznamená, že na všech místech planety Země se teplota zvyšuje, tak ani v případě snížení globální teploty vzduchu a snížení srážkové činnosti v důsledku sopečné erupce nelze tvrdit, že na každém místě Země po sopečné erupci musí nutně následovat chladnější zimy s menším množstvím srážek.

Vliv sopečné erupce na počasí se mění v závislosti na zeměpisné šířce, je však nezávislý na polokouli, kde k sopečné erupci došlo (Mao a Robock, 1992).

5.3.1 Vliv tropických sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě

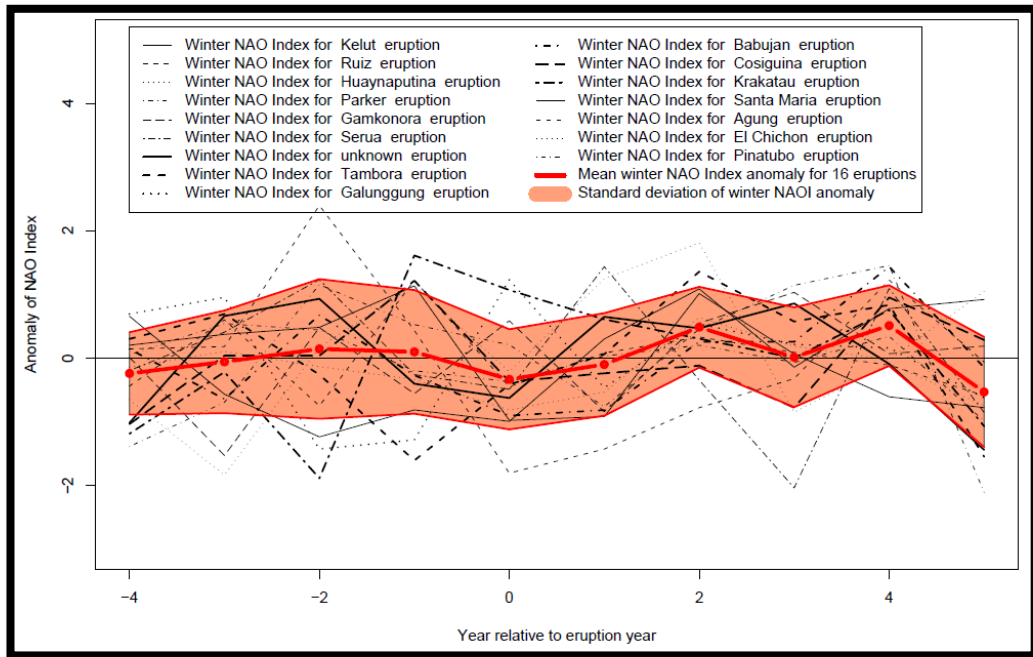
Problematikou průběhu zim po erupcích sopek se zabývali Mao a Robock (1992). Konkrétně zkoumali vliv tropických sopečných erupcí (sopečné erupce v oblasti 0° až 30° severní nebo jižní šířky) na průběh zim na severní polokouli se zaměřením na teplotní změny. Výsledkem výzkumu bylo zjištění, že v souvislosti s tropickými sopečnými erupcemi je pozorovatelné oteplování kontinentů severní polokoule, tedy i střední Evropy v zimním období – doslova se v článku mluví o „winter warming“, „zimním oteplením“.

Již v kapitole 5.2 bylo zmíněno, že sopečné erupce mají vliv na klimatické oscilace, které ovlivňují průběh zim ve střední Evropě. Fischer (2003) uvádí, že v období po erupci sopky v tropické oblasti (konkrétně zkoumal na vybraných 16 sopečných erupcích v tropické oblasti) je pozorovatelný vzestup hodnoty zimního NAOI s maximální kladnou odchylkou od průměrné hodnoty zimního NAOI ve druhé zimě po erupci sopky (0,49), viz Obr. č. 9. Pro kladnou fázi zimního NAOI, jak už bylo uvedeno v kapitole 4.1.1, je typické zonální proudění s přílivem teplého a vlhkého vzduchu ze západních směrů do střední Evropy v zimním období.

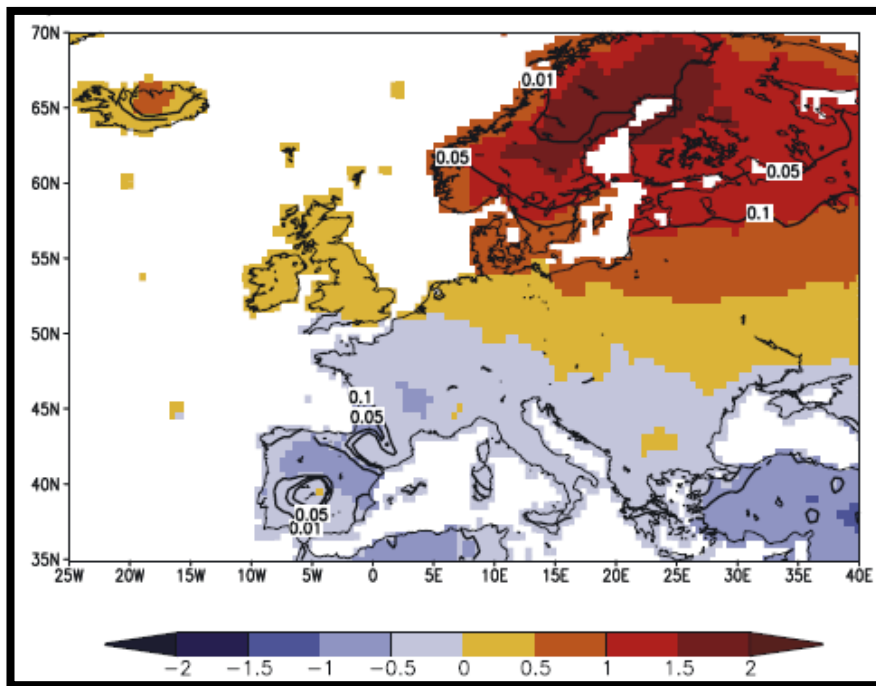
Širší výzkum v této oblasti provedli Fischer a kol. (2007), kteří se zabývali vlivem patnácti sopečných erupcí (viz Příloha č. 1), ke kterým došlo mezi léty 1586 a 1991 v tropické oblasti, na průběh zim v Evropě. Výsledky výzkumu se shodovaly s výsledky, které uvádějí Mao a Robock (1992) v tom, že dochází k oteplení Evropy v zimním období. Mapy teplotních odchylek průměrných teplot prvních, respektive druhých zim po patnácti sopečných erupcích od průměrných teplot pěti zim předcházejících těmto patnácti sopečným erupcím dle Fischer a kol. (2007) jsou na obrázcích 10 a 11. Dle klasifikace uvedené v Tab. č. 7 lze první zimu na území střední Evropy po erupcích patnácti sopek v tropické oblasti označit jako teplotně normální – viz Obr. č. 10. Druhou zimu na území střední Evropy po erupcích stejných patnácti sopek v tropické oblasti pak lze označit dle Tab. č. 7 jako teplotně nadnormální, teplou – viz Obr. č. 11.

Hodnoty 0,1; 0,05 a 0,01 na Obr. č. 10 a Obr. č. 11 vyjadřují hladinu významnosti α , na které Fischer a kol. (2007) zamítají nulovou hypotézu, že průměrná teplota dvou zim po erupcích vybraných sopek je stejná jako průměrná teplota pěti zim, které předcházejí sopečným erupcím. Pro testování hypotézy byl použit Mann-Whitneyův pořadový test, kterým se blíže zabývá například Zar (1984).

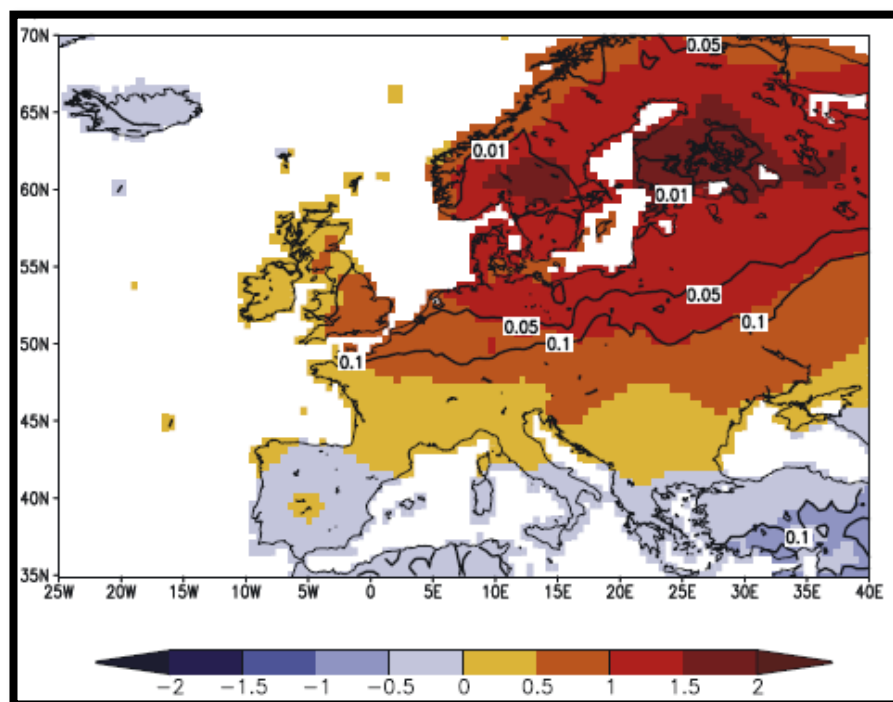
Obr. č. 9: Vývoj průměrných odchylek zimního NAOI – silná, čerchovaná červená čára. Osa X zde vyjadřuje zimu před/po sopečné erupci. Osa Y pak hodnotu odchylky NAOI od průměrného zimního NAOI (Fischer, 2003).



Obr. č. 10: Zimní teplotní odchylky (°C), první zima po erupcích sopek v tropické oblasti (Fischer a kol., 2007).

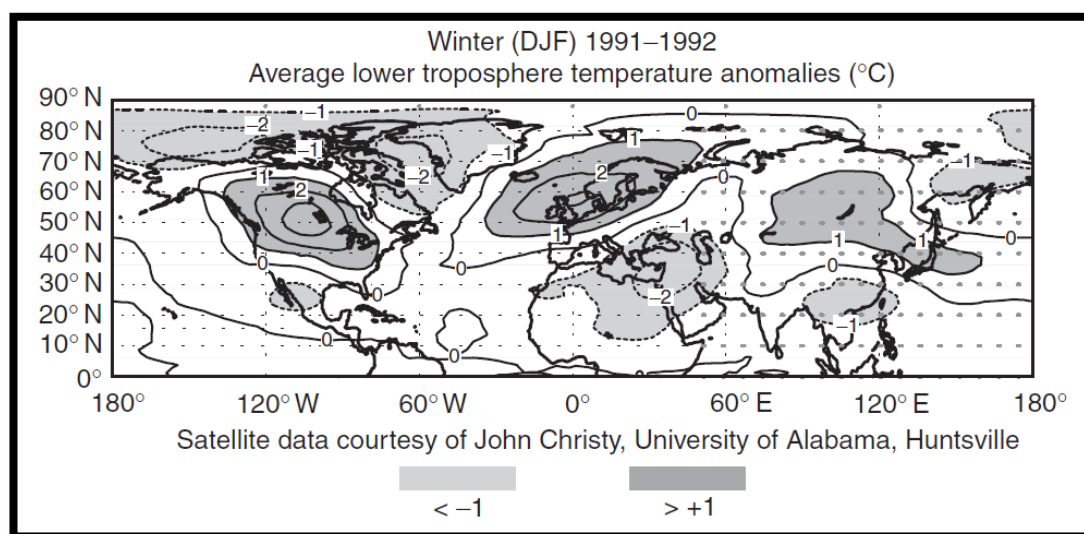


Obr. č. 11: Zimní teplotní odchylky (°C), druhá zima po erupcích sopek v tropické oblasti (Fischer a kol., 2007).



Jeden konkrétní příklad tropické sopečné erupce uvádí i Robock (2000) a je jím erupce sopky Pinatubo v roce 1991 na Filipínách. Tato erupce způsobila, že teploty ve střední Evropě byly v zimě 1991/1992 přibližně o jeden stupeň nad zimním průměrem pro období 1984–1990 – viz Obr. č. 12.

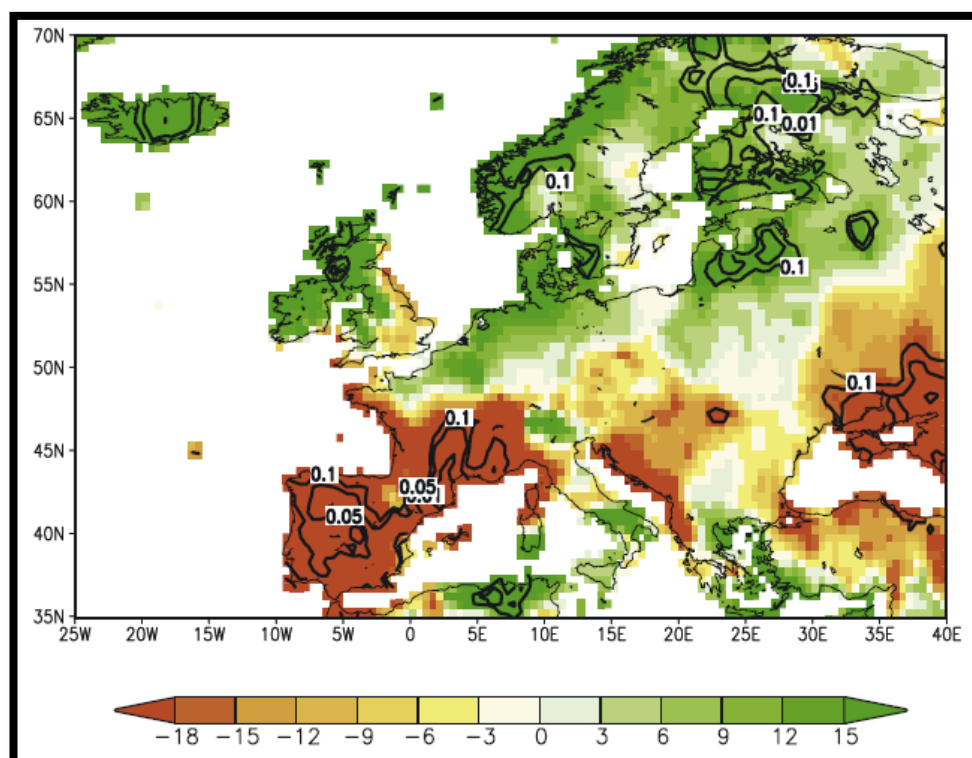
Obr. č. 12: Teplotní odchylky (°C) zimy 1991/1992 od zimního průměru pro období 1985–1990, po erupci sopky Pinatubo na Filipínách v tropické oblasti (Robock, 2000).



Fischer a kol. (2007) se kromě vlivu tropických sopečných erupcí na teploty věnovali i jejich vlivu na srážkovou činnost v Evropě. Obr. č. 13 znázorňuje změny v měsíčních úhrnech atmosférických srážek první zimu po erupcích deseti sopek v období 1769–2000 (viz Příloha č. 1) oproti měsíčním srážkovým úhrnům pěti zim předcházejících sopečným erupcím v tropické oblasti. Z obrázku vyplývá, že ve střední Evropě (mimo severní polovinu Německa a část Polska – vyšší měsíční srážkové úhrny po erupcích sopek v tropické oblasti) jsou měsíční srážkové úhrny v zimním období po erupcích sopek v tropické oblasti podobné, případně nižší než v období před erupcí sopek v tropické oblasti. Změny v měsíčním srážkovém úhrnu, v zimním období, na Obr. č. 13 jsou v jednotkách mm/měsíc.

Hodnoty 0,1; 0,05 a 0,01 na Obr. č. 13 vyjadřují hladinu významnosti α , na které Fischer a kol. (2007) zamítají nulovou hypotézu, že srážkový úhrn před erupcí sopky v tropické oblasti je stejný jako srážkový úhrn v období po sopečné erupci. Pro testování hypotézy byl použit Mann-Whitneyův pořadový test.

Obr. č. 13: Změna měsíčního srážkového úhrnu v zimním období v mm/měsíc, po erupcích deseti sopek v tropické oblasti, ke kterým došlo v období 1769–2000 (Fischer a kol., 2007).



5.3.2 Vliv sopečných erupcí ve středních a vysokých zeměpisných šířkách na průběh zim ve střední Evropě

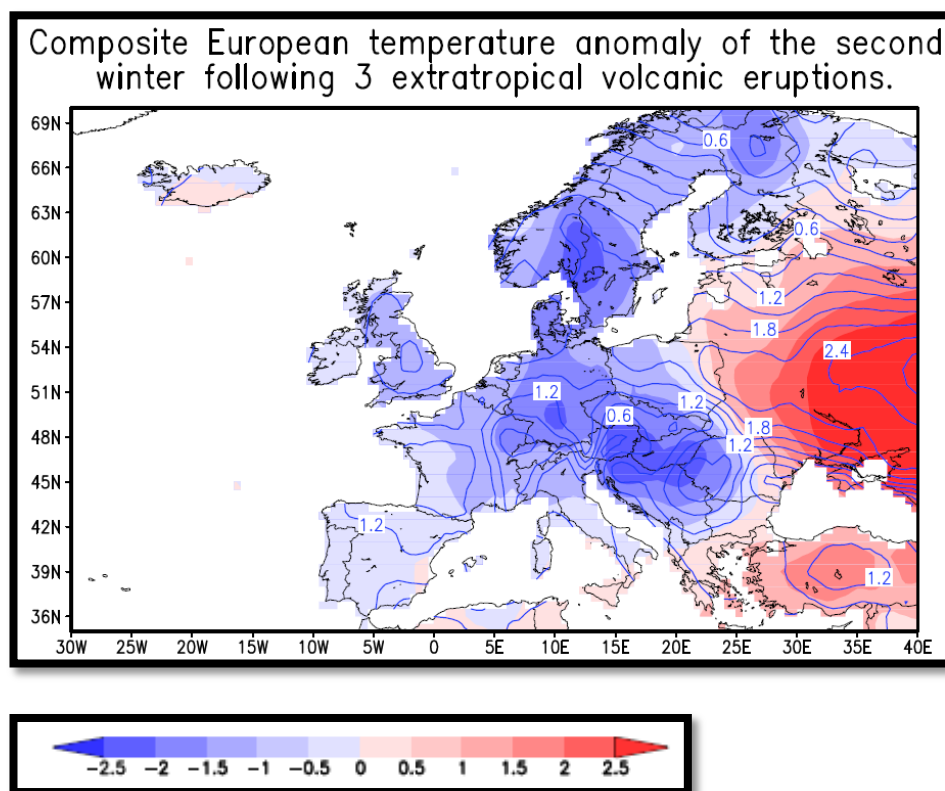
V oblasti středních (30 ° až 60 ° severní nebo jižní šířky) a vysokých (60 ° až 90 ° severní nebo jižní šířky) zeměpisných šířek se nachází několik významných sopečných oblastí. Zmínit je nutné především oblast Islandu, Aljašky a Asie (Ohnivý prstenec – jeho severní a severozápadní část – především pak Japonsko a Kamčatský poloostrov – dále zkráceně Kamčatka). Na rozdíl od tropických sopečných erupcí způsobují sopečné erupce ve středních a vysokých zeměpisných šířkách studené zimy, v některých případech až mimořádně studené zimy na území střední Evropy s výjimkou již zmiňovaných erupcí asijských, které mají v Evropě za následek zimy teplé (Mass a kol., 1989; Fischer, 2003).

Stejně jako u sopečných erupcí v tropické oblasti dochází i v případě erupcí ve středních a vysokých zeměpisných šířkách ke změně ve variabilitě klimatických oscilací. Robock (2000) uvádí, že sopečné erupce ve středních a vysokých zeměpisných šířkách (asijské vyjímaje) mají za následek zápornou fázi NAOI a AOI. Pro záporné fáze NAOI a AOI je ve střední Evropě typické chladné a sušší počasí s prouděním podél poledníků – viz kapitola 4.1.1. V kapitole 5.1.1 bylo popsáno, že v letech po erupci sopky Laki byla velmi vysoká sněhová pokrývka na území Čech. V tomto směru se lze domnívat, že to nebylo z důvodu mimořádně velkých srážkových úhrnů, ale spíše z důvodu déletrvajícího chladného počasí bez výrazných oblev, kdy by sníh odtával. Docházelo tak k postupné kumulaci sněhové pokrývky.

Fischer (2003) zkoumal vliv tří sopek (Laki (Island), Katmai (Aljaška) a Saint Helens (USA)) ve středních a vysokých zeměpisných šířkách na zimní počasí v Evropě. Výsledkem výzkumu byla mapa zimních teplotních odchylek průměrných teplot druhých zim po sopečných erupcích (tří výše uvedených) od průměrných teplot pěti zim předcházejících sopečným erupcím. Mapa těchto teplotních odchylek je na Obr. č. 14. Z mapy vyplývá, že teplotní odchylky po erupcích výše jmenovaných tří sopek byly v rozmezí -1 až -2,5 °C na území střední Evropy. Velkou zápornou teplotní odchylku lze zaznamenat na území Rakouska, Německa a České republiky – dle Tab. č. 7 byla v těchto místech zima teplotně podnormální a studená. Menší záporná teplotní odchylka pak byla zaznamenána na území Polska – dle Tab. č. 7 byla zima teplotně normální.

Číselné hodnoty uvedené na Obr. č. 14 vyjadřují směrodatné odchylky tří zimních teplotních odchylek druhých zim po erupcích sopek Laki, Katmai a Saint Helens od průměrných teplot pěti zim předcházejících sopečným erupcím. Na území střední Evropy dle Obr. č. 14 nabývají směrodatné odchylky hodnot 0,6 °C a 1,2 °C. V oblastech s nižší hodnotou směrodatné odchylky (Česká republika, Rakousko) byly po erupcích výše uvedených tří sopek zaznamenány vyrovnanější zimní teplotní odchylky. Naopak v oblastech s vyšší hodnotou směrodatné odchylky (Německo) se zimní teplotní odchylky lišily více.

Obr. č. 14: Zimní teplotní odchylky (°C), druhá zima po erupcích tří sopek v oblasti středních a vysokých zeměpisných šířek (Fischer, 2003).

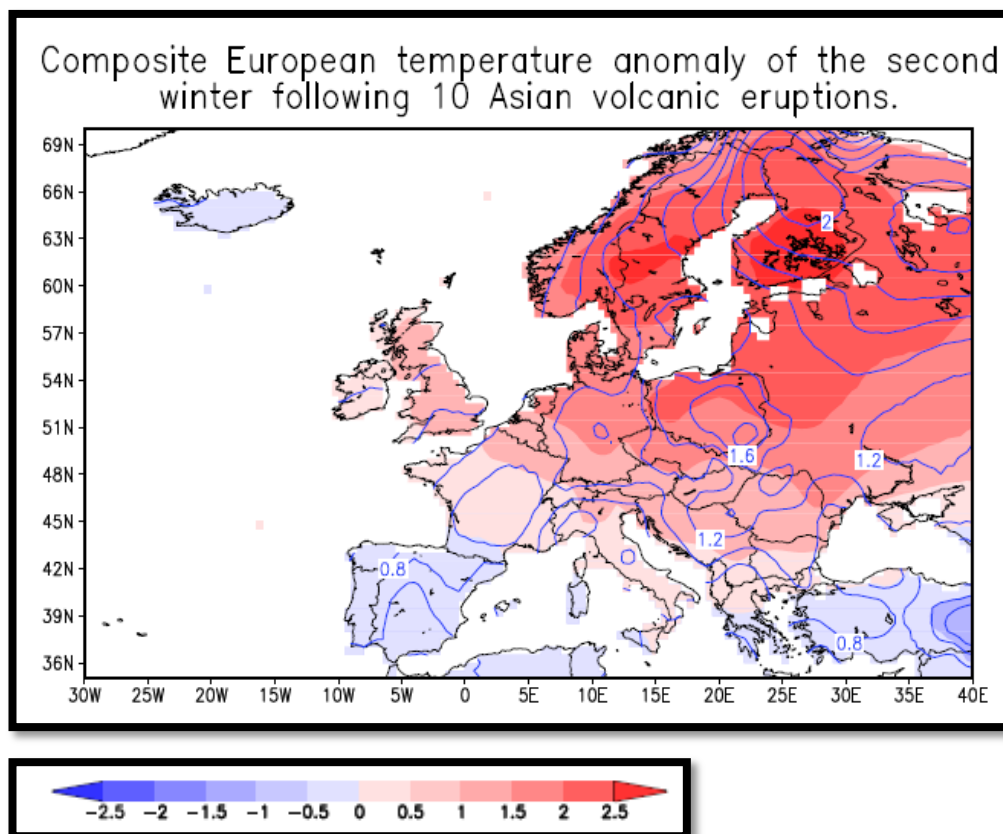


Jak již bylo napsáno na začátku této kapitoly, výjimku mezi sopkami ve středních a vysokých zeměpisných šířkách tvoří asijské sopečné erupce. Fischer (2003) zkoumal vliv deseti asijských sopek, které se nalézají přibližně na 120 ° východní délky. V souvislosti s těmito sopečnými erupcemi porovnával průměrné zimní teploty druhých zim po sopečné erupci s průměrnými teplotami pěti zim, které sopečné erupci předcházely. Získal tak teplotní odchylky, které jsou znázorněné na

Obr. č. 15. Z obrázku je patrné, že na území střední Evropy byla zima teplotně nadprůměrná, se zvyšující se kladnou teplotní odchylkou směrem na sever Evropy.

Číselné hodnoty na Obr. č. 15 vyjadřují stejně jako v případě Obr. č. 14 hodnoty směrodatných odchylek teplotních odchylek průměrných teplot druhých zim po erupcích deseti asijských sopek od průměrných teplot pěti zim předcházejících těmto sopečným erupcím.

Obr. č. 15: Zimní teplotní odchylky (°C), druhá zima po erupcích deseti asijských sopek v oblasti středních a vysokých zeměpisných šířek (Fischer, 2003).



Výpočtová a ověřovací část práce

6. Statistické zpracování vlivu vybraných sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě

Tato kapitola si klade za cíl vyhodnotit vliv vybraných sopečných erupcí na teplotní řady vybraných meteorologických stanic ve střední Evropě. Zároveň jsou vyhodnoceny závislosti, které mají za cíl ukázat závislost veličiny, která charakterizuje sopečnou erupci a veličin, které charakterizují změnu klimatu se sopečnou erupcí spojenou z hlediska jejího trvání a intenzity dopadu na zimní počasí ve střední Evropě.

6.1 Metodika použitá pro statistické zpracování

Metodika statistického zpracování vychází především z následujících čtyř publikací: Svoboda (1987), Mao a Robock (1992), Fischer (2003), Fischer a kol. (2007).

6.1.1 Data pro statistické zpracování

Pro zpracování teplotních údajů bylo vybráno celkem osm teplotních řad meteorologických stanic, jejichž nadmořská výška se pohybuje do 600 m n. m. Seznam těchto vybraných meteorologických stanic je uveden v Tab. č. 6.

Pro tuto práci bylo dále vybráno celkem dvanáct sopečných erupcí. Sopečné erupce byly vybrány tak, že u všech byl pozorovaný vnik produktů sopečné činnosti do stratosféry ($VEI \geq 4$), a je tu tak předpoklad, že došlo k ovlivnění klimatického systému Země a průběhu zim ve střední Evropě. Dalším kritériem pro výběr sopečných erupcí bylo, aby období před sopečnou erupcí (pět zimních období) nespadlo do období klimatické poruchy předchozí sopečné erupce a nedošlo tak k ovlivnění výsledků. Seznam vybraných sopek, některých jejich parametrů a údajů o jejich erupcích je uveden v Tab. č. 8.

Pro vyjádření závislostí jsou určena data o délce klimatických poruch, která jsou uvedena v Tab. č. 8. Dále pak údaje o energiích vybraných sopečných erupcí, které jsou uvedena v Tab. č. 5, maximální teplotní odchylky, které jsou uvedeny v kapitole 6.1.5, a vzdálenosti sopek od meteorologických stanic. Vzhledem k tomu, že vybrané meteorologické stanice jsou relativně blízko u sebe, je výchozí meteorologická stanice, od které se vzdálenosti k sopkám počítají, stanice Praha Klementinum. Vzdálenosti jsou uvedeny v Tab. č. 8.

Tab. č. 8: Vybrané sopečné erupce pro vyhodnocení. Údaje v tabulce: Svoboda (1987); Fischer a kol. (2007).^Z Vybrané sopečné erupce pro vyjádření závislosti.

erupce	začátek erupce	délka klimatické poruchy (dny)	vzdálenost sopky ke stanici Praha Klementinum (m)	země	VEI
Laki ^Z	6/1783	910	2530000	Island ^v	4
Tambora ^Z	4/1815	550	13200000	Indonésie ^t	7
Cosiguina ^Z	1/1835	370	12420000	Nicaragua ^t	5
Katmai ^Z	6/1912	180	16740000	Aljaška ^v	6
Krakatoa ^Z	8/1883	280	11970000	Indonésie ^t	6
Bezymjanyj ^Z	3/1956	270	14400000	Kamčatka ^{v a}	5
Pinatubo	9/1991	-	-	Filipíny ^t	6
Saint Helens	5/1980	-	-	USA ^s	5
Hekla	3/1947	-	-	Island ^v	4
Santa Maria	10/1902	-	-	Guatemala ^t	6
Iriomote-jima	11/1924	-	-	Japonsko ^{s a}	4
Usu	3/1853	-	-	Japonsko ^{s a}	4

Poznámka ke sloupci „země“: ^v vysoké zeměpisné šířky, ^s střední zeměpisné šířky, ^t tropická oblast, ^a asijské erupce ve středních nebo vysokých zeměpisných šířkách. Kompletní seznam zeměpisných souřadnic všech dvanácti sopek uveden v Příloze 6b.

6.1.2 Metodika výpočtu vlivu sopečných erupcí na teplotní řady vybraných meteorologických stanic ve střední Evropě

K dispozici jsou teplotní řady osmi meteorologických stanic střední Evropy. Tato práce se zaměřuje na zimní období, to znamená, že se pracuje pouze s daty pro měsíce prosinec, leden a únor – teplotní řady umístěny na přiloženém CD.

Výpočty popsané v této kapitole mají za cíl ukázat, jak a zda se liší průběh zim před vybranými sopečnými erupcemi a po nich. Konkrétně bylo vybráno dvanáct sopečných erupcí, které jsou uvedeny v Tab. č. 8. V kapitolách 5.3.1 a 5.3.2 byl popsán rozdílný vliv sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě, kdy sopečné erupce v tropické oblasti způsobují teplé zimy ve střední Evropě, naopak sopečné erupce ve středních a vysokých zeměpisných šířkách způsobují chladné zimy ve

střední Evropě s výjimkou asijských sopečných erupcí, které způsobují, stejně jako sopky v tropické oblasti, zimy teplé.

V případě sopek uvedených v Tab. č. 8 se v tropické oblasti vyskytuje následujících pět sopek: Tambora, Cosiguina, Krakatoa, Pinatubo a Santa Maria. Ve středních zeměpisných šířkách se pak nalézají následující tři sopky: Saint Helens, Usu a Iriomote-jima. Sopky Laki, Katmai, Bezymjanyj a Hekla leží ve vysokých zeměpisných šířkách.

Fischer a kol. (2007) uvádějí, že jak v případě sopek v tropické oblasti, tak u sopek ve středních a vysokých zeměpisných šířkách jsou změny v průběhu počasí sledovatelné přibližně po třech měsících od začátku erupce. Tři měsíce představují dobu, která je potřeba pro vznik aerosolů (může trvat i několik týdnů) a jejich transport v rámci stratosféry. Z toho vyplývá, že v případě sopky Cosiguina, kde začátek erupce připadá na leden 1835 (viz Tab. č. 8), je první ovlivněná zima 1835/1836. V případě sopek Santa Maria a Iriomote-jima, kde je začátek erupce datován do října roku 1902, respektive listopadu 1924 (viz Tab. č. 8), je první ovlivněná zima 1903/1904, respektive zima 1925/1926.

Mao a Robock (1992) uvádějí, že to, kolikátá zima je po sopečné erupci ovlivněna, se liší v závislosti na tom, zda k erupci došlo v tropické oblasti, středních zeměpisných šířkách nebo vysokých zeměpisných šířkách. Udávají, že v případě erupce sopky v tropické oblasti je pozorovatelná změna v počasí první zimu po sopečné erupci. V případě sopečné erupce ve středních zeměpisných šířkách je to první, případně druhá zima po sopečné erupci. U sopečných erupcí ve vysokých zeměpisných šířkách pak druhá zima po erupci sopky. Výjimku u erupcí ve vysokých zeměpisných šířkách tvoří erupce sopky Laki, kdy byly ovlivněny tři zimy po erupci sopky v roce 1783 (Svoboda, 1987). U sopek v tropické erupci je výjimkou sopka Tambora, kde byla ovlivněna druhá zima po sopečné erupci, ke které došlo v roce 1815 (Mao a Robock, 2003).

Na základě známých dat začátků erupcí, uvedených v Tab. č. 8, a předchozího odstavce se určí počet ovlivněných zim po sopečné erupci. Následně se pomocí vztahu pro aritmetický průměr,

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i ,$$

kde n vyjadřuje celkový počet pozorování (počet průměrovaných zimních teplot) a x_i vyjadřuje hodnotu i -tého pozorování (průměrnou zimní teplotu), určí průměrné teploty pěti zim před sopečnou erupcí a průměrné teploty zim, které jsou ovlivněné sopečnou erupcí. Tyto průměrné teploty se určí pro všechny teplotní řady a sopečné erupce, pokud to délka teplotních řad umožňuje.

Odečtením průměrné zimní teploty zim, které následují po sopečné erupci od průměrné teploty pěti zim, které sopečné erupci předcházejí, se získá hledaná teplotní odchylka, na základě které je možné klasifikovat zimy po sopečné erupci podle Tab. č. 7, a lze tak posoudit míru ovlivnění zim sopečnou erupcí. Velikost teplotní odchylky může být někdy zkreslena tím, že v období před sopečnou erupcí se vyskytne mimořádně teplá, případně mimořádně studená zima, jejíž teplotní průměr výrazně zvýší, případně sníží teplotní průměr pěti zim předcházejících sopečné erupci. Taková odchylka pak může být výrazně podhodnocená, případně nadhodnocená a výsledek je zavádějící. Z toho důvodu je potřeba sledovat chování teplot před sopečnou erupcí a případný extrémní výkyv v průměrné zimní teplotě z výpočtu vyřadit.

Variabilitu vypočítaných teplotních odchylek pro jednotlivé sopečné erupce a teplotní řady lze vyhodnotit pomocí směrodatné odchylky s , která je definována jako kvadratický průměr odchylek hodnot znaku od jejich aritmetického průměru. Vztah pro výpočet směrodatné odchylky dle Puš (2007):

$$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

Proměnná n představuje celkový počet pozorování (počet teplotních odchylek), x_i představuje hodnotu i -tého pozorování (teplotní odchylku) a \bar{x} průměrnou hodnotu všech pozorování.

Směrodatná odchylka s , nabývá vždy hodnot ≥ 0 . Směrodatná odchylka rovna 0 značí, že data statistického souboru se neliší od průměrné hodnoty všech pozorování. Čím vyšší je hodnota směrodatné odchylky, tím více se data statistického souboru liší od průměrné hodnoty všech pozorování.

6.1.3 Metodika určení závislosti délky klimatické poruchy a maximální zimní teplotní odchylky na energii sopečné erupce

Délky klimatických poruch jsou uvedené v Tab. č. 8. Maximální zimní teplotní odchylka pro danou erupci se získá porovnáním jednotlivých zimních teplotních odchylek pro jednotlivé stanice, které byly spočítány dle metodiky uvedené v kapitole 6.1.2. Maximální teplotní odchylky jsou vyjádřené v absolutní hodnotě, protože pro vyjádření velikosti závislosti není důležité znaménko, ale velikost této maximální zimní teplotní odchylky. Hodnoty energií sopečných erupcí jsou uvedeny v Tab. č. 5. Aby se zohlednila vzdálenost sopky od meteorologické stanice, je energie sopečné erupce E dělena vzdáleností meteorologické stanice l od příslušné sopky. Meteorologická stanice, od které se vzdálenost k sopkám vyjadřuje, je Praha Klementinum. Vzdálenosti jsou uvedeny v Tab. č. 8.

Míra lineární závislosti dvou náhodných veličin se vyjadřuje pomocí korelačního koeficientu r . Korelační koeficient r nabývá hodnot z intervalu $\langle -1; 1 \rangle$.

Krajní hodnoty -1 a 1 značí lineární závislost dvou náhodných veličin. Hodnoty korelačního koeficientu 1 až $0,5$ a $-0,5$ až -1 vyjadřují velkou lineární závislost dvou náhodných veličin. Hodnoty korelačního koeficientu $0,5$ až $0,3$ a $-0,3$ až $-0,5$ vyjadřují střední lineární závislost, hodnoty $0,3$ až $0,1$ a $-0,1$ až $-0,3$ vyjadřují malou lineární závislost a hodnoty korelačního koeficientu $0,1$ až 0 a 0 až $-0,1$ vyjadřují triviální lineární závislost dvou náhodných veličin. Je-li korelační koeficient roven 0 , pak jsou dvě náhodné veličiny lineárně nezávislé (Rimarčík, 2005).

Kladná hodnota korelačního koeficientu r značí růst hodnot obou náhodných veličin – veličiny jsou kladně korelované. Záporná hodnota pak vyjadřuje, že hodnota jedné náhodné veličiny roste a hodnota druhé náhodné veličiny klesá - veličiny jsou záporně korelované (Rimarčík, 2005).

Výpočet korelačního koeficientu lze provést podle vztahu, který uvádí například Hindls a kol. (2007):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Proměnné x_i a y_i jsou náhodné veličiny (hodnoty energií sopečných erupcí, délky klimatických poruch a maximálních zimních teplotních odchylek) a \bar{x} a \bar{y} jsou aritmetické průměry hodnot náhodných veličin.

6.1.4 Posouzení vlivu vybraných sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě

Počet ovlivněných zim po erupcích sopek se určil pomocí dat o začátcích sopečných erupcí z Tab. č. 8 a metodiky, která je uvedena v kapitole 6.1.2. Seznam ovlivněných zim ve střední Evropě spolu s obdobími, která vymezují pět zim před sopečnými erupcemi, je uveden v Tab. č. 9.

Tab. č. 9: Ovlivněné zimy ve střední Evropě po erupcích vybraných sopek a období vymezující pět zim před sopečnou erupcí.

erupce	ovlivněné zimy	zimy před sopečnou erupcí
Laki	1783/1784; 1784/1785; 1785/1786	1779 až 1783
Tambora	1816/1817	1811 až 1815
Cosiguina	1835/1836	1831 až 1835
Usu	1853/1854	1849 až 1853
Krakatoa	1883/1884	1879 až 1883
Santa Maria	1903/1904	1898 až 1902
Katmai	1913/1914	1908 až 1912
Iriomote-jima	1925/1926	1920 až 1924
Hekla	1948/1949	1943 až 1947
Bezymjanyj	1957/1958	1952 až 1956
Saint Helens	1981/1982	1976 až 1980
Pinatubo	1991/1992	1987 až 1991

Pro ovlivněné zimy po sopečné erupci a pět zim, které předcházely sopečným erupcím, se určily průměrné zimní teploty. Kompletní seznam těchto průměrných zimních teplot pro všech osm teplotních řad střední Evropy je uveden v Příloze č. 2. Seznam průměrných zimních teplot (tentokrát reprezentovaný průměrnou zimní teplotou všech řad) se zařazením k jednotlivým sopečným erupcím a přehledným rozdělením na období před sopečnou erupcí a po ní je pak v Příloze č. 3.

Na základě průměrných teplot pěti zim před sopečnou erupcí a průměrných teplot zim ovlivněných (viz Příloha č. 3) se určily průměrné zimní teplotní odchylky uvedené v Tab. č. 10.

Tab. č. 10: Průměrné zimní teplotní odchylky ovlivněných zim od průměrných zimních teplot pěti zim předcházejících sopečné erupci na území střední Evropy.

erupce	průměrná zimní teplotní odchylka (°C)	průměrná zimní teplotní odchylka, přepočítané (°C)
Laki	-2,7	-
Tambora	2,8	-
Cosiguina	-1,8	-
Usu	-2,4	-
Krakatoa	2,5	-
Santa Maria	-0,4	-
Katmai	-0,6	-
Iriomote-jima	0,6	-
Hekla	1,3	0,3
Bezymjanyj	1,6	-
Saint Helens	-2,2	-
Pinatubo	-0,2	0,8

Z Tab. č. 10 vyplývá, že v sedmi případech byly zaznamenány záporné teplotní odchylky. Ve zbylých pěti případech pak teplotní odchylky kladné. Největší záporná teplotní odchylka byla zaznamenána po erupci sopky Laki. Naopak největší kladné teplotní odchylky byly zaznamenány po erupcích sopek Tambora a Krakatoa.

V kapitolách 5.3.1 a 5.3.2 byl popsán rozdílný vliv sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě v závislosti na jejich zeměpisné šířce a poloze. V Tab. č. 8 jsou jednotlivé sopečné erupce zařazeny do kategorií dle zeměpisných šířek a polohy.

Klasifikace zim dle zimních teplotních odchylek byla v následujících odstavcích provedena dle Tab. č. 7.

Tropické oblasti

V této práci je vyhodnocován vliv celkem pěti sopečných erupcí (viz Tab. č. 8), ke kterým došlo v tropické oblasti, na průběh zim ve střední Evropě. Výrazné kladné teplotní odchylky, jak už bylo popsáno výše, byly zaznamenány po erupcích sopek Tambora a Krakatoa, kdy v prvním případě byla teplotní odchylka 2,8 °C a ve druhém případě pak 2,5 °C. Zimy ve střední Evropě po erupcích těchto sopek byly

teplotně mimořádně nadnormální, mimořádně teplé (Tambora), respektive teplotně silně nadnormální, velmi teplé (Krakatoa).

Relativně velká záporná teplotní odchylka ($-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, zima teplotně podnormální, studená) byla pak zaznamenána na území střední Evropy po erupci sopky Cosiguina, čehož si všímají i Fischer a kol. (2007), kteří jak už bylo uvedeno v kapitole 5.3.1, zkoumali vliv šestnácti sopečných erupcí v tropické oblasti na průběh zim v Evropě. Z šestnácti sopečných erupcí byla Cosiguina jediná, po které byla zaznamenána takto velká záporná teplotní odchylka.

Erupce sopky Pinatubo a její vliv na průběh zimy 1991/1992 ve střední Evropě byly již popisovány v kapitole 5.3.1. Zima 1991/1992 měla dle Robock (2003) kladnou teplotní odchylku od zimní průměrné teploty pro období 1984 až 1991, a to přibližně $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Při porovnání s výsledkem pro erupci Pinatubo uvedeným v Tab. č. 10 je patrný rozdíl. Rozdíl je způsoben sérií tří teplejších zim, které byly na území střední Evropy v letech 1988 až 1990, kdy se průměrné zimní teploty ve střední Evropě pohybovaly v rozmezí $2,7\text{ až }3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (viz Příloha č. 3), což jsou výrazně vyšší průměrné zimní teploty než zimní teplotní průměry v období 1961–1990 všech stanic uvedených v Tab. č. 6. Robock (2003) s těmito teplými zimami také počítal, ale zároveň s nimi do výpočtu zahrnul i průměrné teploty zim 1984/1985 a 1985/1986, které byly výrazně chladnější. Po přepočítání dle Robock (2003) se zimami 1984/1985 a 1985/1986 vychází průměrná zimní teplotní odchylka $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Zimu 1991/1992 po erupci sopky Pinatubo lze označit jako teplotně nadnormální, teplou. Přepočítaná průměrná teplotní odchylka byla dopsána do Tab. č. 10, konkrétně do sloupce „průměrná zimní teplotní odchylka, přepočítané ($^{\circ}\text{C}$)“. Průměrné teploty zim 1985 a 1986 byly přidány do Příloh č. 2 a 3.

Erupce Santa Maria neměla výrazný dopad na průběh zim ve střední Evropě. Zima následující po této erupci byla teplotně normální.

Střední a vysoké zeměpisné šířky

Ve středních a vysokých zeměpisných šířkách došlo ke zbylým sedmi sopečným erupcím s tím, že tři sopečné erupce (Bezymjanyj, Usu a Iriomote-jima), ke kterým došlo v oblasti Japonska a Kamčatky, tvoří skupinu, která má dle kapitoly 5.3.2 odlišný vliv na průběh zim ve střední Evropě, a bude tak probrána jako samostatná skupina (asijské sopečné erupce).

V kapitole 5.1 bylo popsáno, že po erupci sopky Laki následovaly v českých zemích velmi studené zimy. Dle Tab. č. 10 měly tři zimy po sopečné erupci Laki průměrnou teplotní odchylku $-2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tyto zimy byly tak ve střední Evropě teplotně podnormální, studené. V rámci jednotlivých teplotních řad byla maximální záporná teplotní odchylka zaznamenána na stanici Berlín, kde tři zimy následující po sopečné erupci měly teplotní odchylku $-3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Jednalo se tak o zimy teplotně mimořádně podnormální, mimořádně studené. Kompletní seznam teplotních odchylek pro jednotlivé teplotní řady a sopečné erupce sopek je uveden v Příloze č. 4.

Ve středních zeměpisných šířkách došlo k erupci sopky Saint Helens. Zima 1981/1982 měla dle Tab. č. 10 teplotní odchylku $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, což představuje zimu teplotně podnormální, studenou.

V případě sopky Katmai byla zaznamenána teplotní odchylka $-0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, což představuje zimu teplotně normální.

Kromě erupcí sopek Laki a Katmai došlo ve vysokých zeměpisných šířkách k erupci sopky Hekla. Teplotní odchylka zimy 1948/1949 byla dle Tab. č. 10 $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, což představuje zimu teplotně nadnormální, teplou. Tato odchylka je však, stejně jako tomu bylo v případě sopky Pinatubo, zkreslena. V tomto případě tím, že zima 1946/1947 měla ve střední Evropě průměrnou zimní teplotu $-4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (viz Příloha č. 3), což je teplota, která je výrazně nižší, než jsou průměrné zimní teploty všech stanic střední Evropy v období 1961–1990 uvedených v Tab. č. 6. Průměrná zimní teplotní odchylka byla stejně jako v případě erupce sopky Pinatubo přepočítána s tím, že do výpočtu nebyla zahrnuta průměrná teplota zimy 1946/1947. Po přepočítání vyšla průměrná zimní teplotní odchylka $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, což představuje zimu teplotně normální. Přepočítaná průměrná teplotní odchylka pro erupci Hekly je uvedena v Tab. č. 10, konkrétně ve sloupci „průměrná zimní teplotní odchylka, přepočítané ($^{\circ}\text{C}$)“.

Asijské sopečné erupce

Samostatnou skupinou sopečných erupcí ve středních a vysokých zeměpisných šířkách jsou asijské sopečné erupce. Maximální záporná průměrná zimní teplotní odchylka byla dle Tab. č. 10 zaznamenána ve střední Evropě po erupci sopky Usu, a to $-2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, což nekoresponduje s poznatky uvedenými v kapitole 5.3.2. U zbylých dvou erupcí byly zaznamenány kladné průměrné zimní teplotní odchylky (viz Tab. č. 10). Konkrétně v případě erupce sopky Bezymjanyj byla průměrná zimní

teplotní odchylka 1,6 °C – zima teplotně nadnormální, teplá. V případě erupce sopky Iriomote-jima pak 0,6 °C – zima teplotně normální.

Zprůměrováním průměrných zimních teplotních odchylek uvedených v Tab. č. 10 (silně zvýrazněných) pro jednotlivé zeměpisné šířky a oblasti se získají hodnoty uvedené v Tab. č. 11.

Tab. č. 11: Průměrné zimní teplotní odchylky na území střední Evropy pro erupce v tropické oblasti, oblasti středních a vysokých zeměpisných šířek a asijské sopečné erupce.

erupce	průměrná zimní teplotní odchylka (°C)
tropické oblasti	0,8
střední a vysoké zeměpisné šířky	-1,3
asijské	-0,1

V souladu s poznatky uvedenými v kapitolách 5.3.1 a 5.3.2 jsou dle Tab. č. 11 průměrné zimní teplotní odchylky po erupcích sopek v oblasti tropické (kladná průměrná zimní teplotní odchylka) a pak také v oblastech středních a vysokých zeměpisných šířek (záporná průměrná zimní teplotní odchylka). V případě asijských sopečných erupcí jsou výsledky nejednoznačné a pro ověření poznatků z kapitoly 5.3.2 by bylo potřeba zpracování více sopečných erupcí v dané oblasti s VEI ≥ 4 , což je vzhledem k jejich malému počtu problematické.

Jak už bylo popsáno v kapitole 5.3.2, Fischer (2003) zkoumal vliv tří sopek ve středních a vysokých zeměpisných šířkách (Laki, Katmai a Saint Helens). Průměrné zimní teplotní odchylky průměrných teplot druhých zim po sopečných erupcích od průměrných zimních teplot pěti zim předcházejících sopečným erupcím jsou uvedeny na Obr. č. 14. Dle Obr. č. 14 se pohybovaly na území střední Evropy v intervalu -1 až -2,5 °C, s maximální zápornou teplotní odchylkou ve východní polovině Rakouska a západního Maďarska. Průměrná hodnota průměrných zimních teplotních odchylek ve střední Evropě pro sopečné erupce Laki, Katmai a Saint Helens uvedených v Tab. č. 10 je -1,8 °C, což odpovídá intervalu teplotních odchylek uvedenému výše.

Jak už bylo uvedeno v kapitole 5.3.2, vyšší variabilita zimních teplotních odchylek po erupcích sopek Laki, Katmai a Saint Helens byla zaznamenána na území Německa (severní část). Nižší hodnoty směrodatných odchylek pak na území České republiky a Rakouska. Pro stejné tři erupce byly určeny směrodatné odchylky zim-

ních teplotních odchylek druhých zim (viz Příloha č. 4 a Příloha č. 5) po sopečných erupcích. Výsledky jsou uvedeny v Tab. č. 12.

Tab. č. 12: Směrodatné odchylky (°C) zimních teplotních odchylek druhých zim po erupcích sopek Laki, Katmai a Saint Helens.

směrodatná odchylka/stanice	s	s dle Fischer (2003)
Berlín	1,6	1,2
Klementinum, Vídeň	0,6	0,6
průměrná hodnota	1,1	0,9

Směrodatné odchylky vypočítané pomocí zimních teplotních odchylek (Tab. č. 12, sloupec „s“) vykazují mírně vyšší variabilitu než výsledky, které uvádí Fischer (2003). Potvrzuje se však to, že v oblasti Německa byla variabilita zimních teplotních odchylek po erupcích sopek Laki, Katmai a Saint Helens vyšší než na ostatních místech střední Evropy.

6.1.5 Posouzení závislosti maximální zimní teplotní odchylky a délky klimatické poruchy na energii sopečné erupce

Údaje o energiích sopečných erupcí dle Hédervári (1980) jsou uvedeny v Tab. č. 5, vzdálenosti stanice Praha Klementinum od jednotlivých sopek a přesné délky klimatických poruch ve dnech jsou pak uvedeny v Tab. č. 8.

V Příloze č. 5 jsou uvedeny zimní teplotní odchylky průměrných teplot jednotlivých zim po sopečné erupci od průměrných zimních teplot pěti zim předcházejících sopečné erupci. Tyto zimní teplotní odchylky byly vypočítány z teplotních údajů uvedených v Příloze č. 2. Z hodnot uvedených v Příloze č. 5 se vybraly maximální zimní teplotní odchylky pro dané erupce a použily se pro určení závislosti. Maximální zimní teplotní odchylky jsou spolu s poměry (E/l) energií sopečných erupcí ke vzdálenostem stanice Praha Klementinum od jednotlivých sopek uvedeny v Tab. č. 13.

Jak už bylo popsáno v kapitole 6.1.3, hodnoty maximálních teplotních odchylek jsou udávány v absolutních hodnotách.

Tab. č. 13: Údaje o maximálních zimních teplotních odchylkách a poměrech E/I.

erupce	maximální zimní teplotní odchylka v absolutní hodnotě (°C)	místo a zima, ve které byla dosažena maximální zimní teplotní odchylka	E/I (J)
Laki	5,7	Klementinum (1783/1784)	$8,10 \cdot 10^{19}$
Tambora	3,5	Vratislav (1816/1817)	$1,52 \cdot 10^{19}$
Cosiguina	2,7	Mnichov (1835/1836)	$9,26 \cdot 10^{18}$
Katmai	1,7	Budapešť (1913/1914)	$2,89 \cdot 10^{18}$
Krakatoa	2,7	Berlín (1883/1884)	$2,00 \cdot 10^{18}$
Bezymjanyj	2,1	Bratislava (1957/1958)	$3,65 \cdot 10^{17}$

Hodnota korelačního koeficientu r vyjadřující závislost maximálních zimních teplotních odchylek a energií sopečných erupcí vychází 0,951, což značí dle Rimarčík (2005) vysokou lineární závislost obou sledovaných veličin. Pokud se z výpočtu této závislosti vyřadí maximální zimní teplotní odchylka, která nastala po erupci sopky Laki a výrazně se liší od maximálních zimních teplotních odchylek zaznamenaných po erupcích ostatních sopek, tak korelační koeficient r vychází nižší, konkrétně 0,817, což ale stále vyjadřuje dle Rimarčík (2005) vysokou lineární závislost obou sledovaných veličin. Veličiny jsou kladně korelované. To znamená, že se zvyšující se energií sopečné erupce by měly být pozorovatelné i vyšší teplotní odchylky ve střední Evropě v zimním období.

Hodnota korelačního koeficientu r vyjadřující závislost délek klimatických poruch a energií sopečných erupcí vychází 0,946, což opět značí vysokou lineární závislost obou sledovaných veličin. Pokud se stejně jako v předchozím odstavci vyřadí z výpočtu délka klimatické poruchy, která nastala po erupci sopky Laki a je výrazně delší než klimatické poruchy, které nastaly po ostatních sopečných erupcích, tak opět vychází korelační koeficient nižší, konkrétně 0,912. Takto vysoký korelační koeficient však stejně jako v ostatních případech vyjadřuje vysokou lineární závislost obou sledovaných veličin. Korelační koeficienty jsou kladné, to znamená, že veličiny jsou kladně korelované. Z toho vyplývá, že s rostoucí energií erupce by měly být klimatické poruchy delší a mělo by tak dojít i k ovlivnění více zim na území střední Evropy.

7. Modelování dopadu sopečné činnosti na klimatický systém, monitorování sopečné činnosti a měření množství oxidu siřičitého v atmosféře

7.1 Modelování dopadu sopečné činnosti na klimatický systém – GCM a RCM

Klimatický systém byl popsán v kapitole 5.2 jako složitý systém, ve kterém probíhají procesy (fyzikální a chemické) spojené s atmosférou, oceánem, litosférou, kryosférou a biosférou. Parametrizování fyzikálních a chemických procesů spolu s vnějšími faktory, mezi které patří například sluneční záření, kdy množství tohoto dopadajícího slunečního záření na zemský povrch, jak už bylo popsáno v kapitole 5.2, může být ovlivněno oblakem aerosolů ve stratosféře, který vznikl v důsledku reakce sopečných plynů a plynů stratosféry tvoří základ pro vytváření klimatických modelů (Hanel a Vizina, 2011).

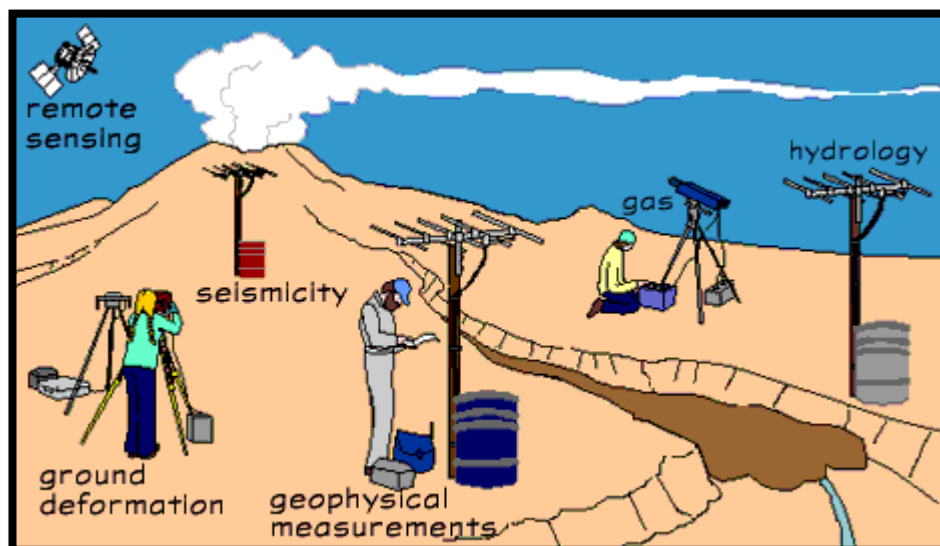
Klimatické modely jsou třírozměrné a podle jejich horizontálního rozlišení se rozlišují: GCM – Global Climate Model – Globální klimatický model, rozlišení v řádech stovek kilometrů; RCM – Regional Climate Model – Regionální klimatický model – rozlišení v řádech desítek kilometrů. Výhodou RCM je možnost podrobnějšího popsání zemského povrchu (orografie) – tato výhoda však zvyšuje nároky na vstupní data, zvyšuje se množství výpočetních operací a tím i časová náročnost modelu. Z toho důvodu jsou tyto modely používány pouze pro menší regiony – například střední Evropa. Vertikální rozlišení GCM bývá zpravidla větší než horizontální (přibližně 20 km) (Hanel a Vizina, 2011; Kalvová, 2012).

Výsledky, které klimatické modely poskytují, nepředstavují předpověď budoucího vývoje klimatu, ale představují scénář, který za daných předpokládaných okolností nastane (řeší se například otázka: „Jaká bude reakce klimatu, pokud dojde ke vzniku určitého množství aerosolových částic ve stratosféře po erupci sopky, při předpokládaném obsahu skleníkových plynů v atmosféře a uvažované sluneční aktivitě za padesát let?“) (Kalvová, 2012).

7.2 Monitorování sopečné činnosti

V oblastech se zvýšenou sopečnou aktivitou jsou budovány sítě observatoří, které monitorují bezprostřední okolí sopky a jsou schopné s předstihem varovat před riziky, která jsou s erupcemi sopek spojená.

Obr. č. 16: Monitoring sopky (USGS, 2008).



Na Obr. č. 16 jsou uvedeny základní monitorovací techniky. Na zemském povrchu probíhají geodetická měření, která mají za úkol zaměřeni deformací zemského povrchu, které mohou udávat například směr tekoucí lávy. Dále se sledují geologické poměry v okolí sopky. V blízkosti sopky jsou umístěny přístroje na měření hydrologických veličin (srážkoměry), koncentrace sopečných plynů a otřesů zemského povrchu (seismografy) (USGS, 2008). Pro účely meteorologů a klimatologů jsou důležité družice, které dokáží sledovat směr pohybu a složení sopečného oblaku po erupci sopky.

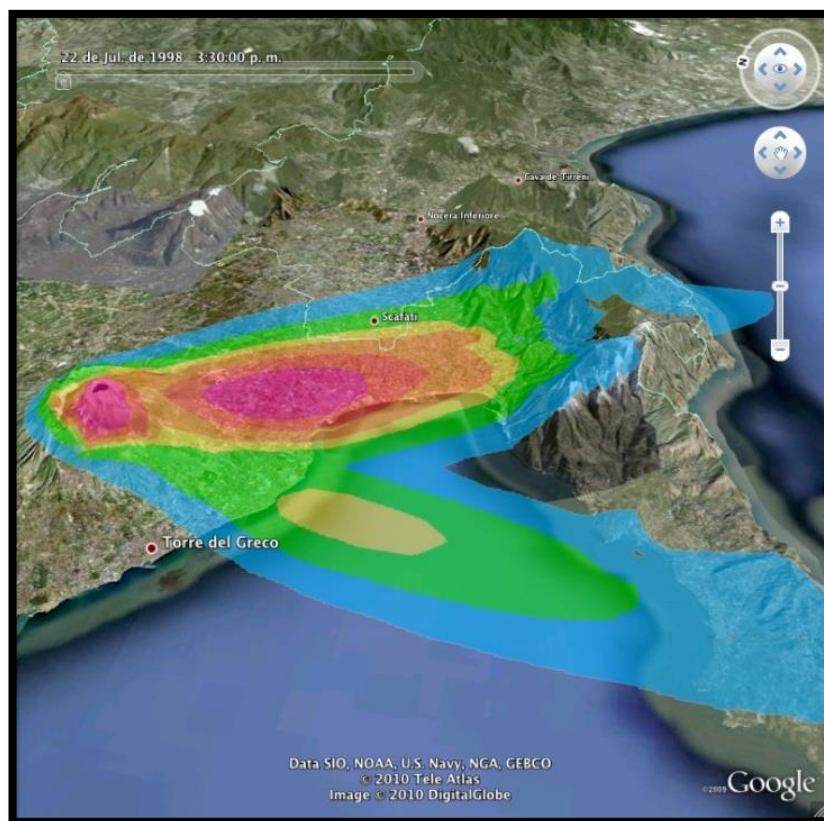
Data získaná měřeními jsou dále zpracována v kancelářích observatoří a jsou posílána do WOVO (World Organization of Volcano Observatories), která data shromažďuje a poskytuje je dalším institucím. Kromě shromažďování a poskytování dat WOVO zajišťuje komunikaci mezi observatořemi, kterých je v současnosti 76 (WOVO, 2012).

Ústředním orgánem pro výzkum v oblasti vulkanologie je IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior). Působí nejen v oblasti výzkumu vulkanologie, ale zabývá se i způsoby jak zmírňovat katastrofy způsobené sopečnou činností a úzce spolupracuje s odvětvími

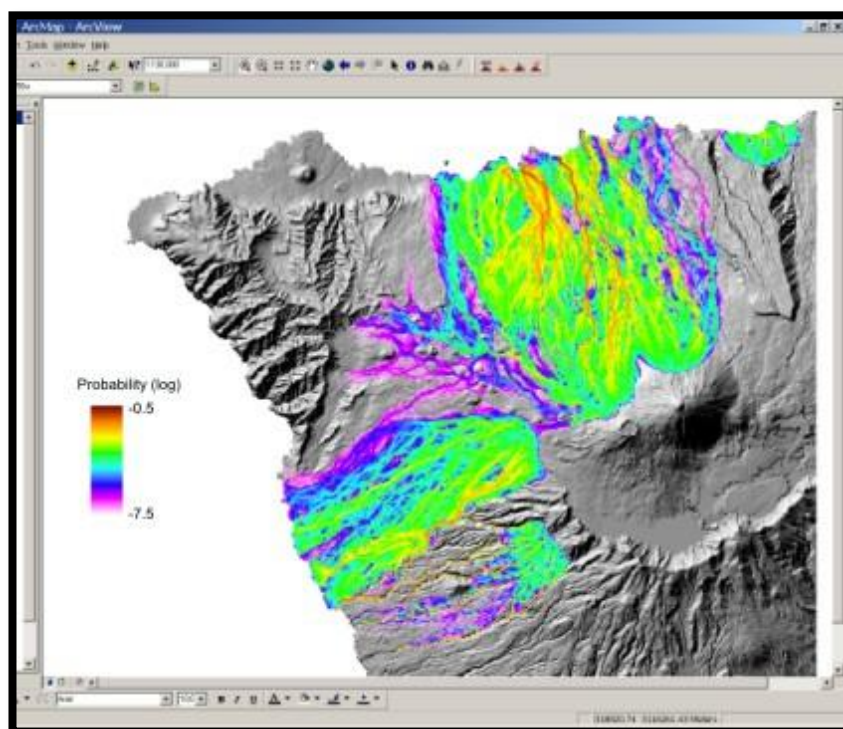
spjatými s vulkanologií, jako je chemie magmatu nebo výzkum výstupu magmatu na zemský povrch (IAVCEI, 2012). V oblasti zmírňování katastrof způsobených sopečnou činností je nejdůležitějším článkem předpověď, kdy, kde a jak velká sopečná erupce bude. Předpovědi se rozlišují krátkodobé a dlouhodobé. Pro vytvoření krátkodobých předpovědí se využívají aktuální naměřená data, naopak při vytváření dlouhodobých předpovědí se sleduje především minulá činnost sopky. Spolehlivost těchto předpovědí je však relativně malá, protože neexistuje přesná metodika, která by dokázala přesně popsat všechny procesy (tektonické aj.), které souvisejí se sopečnou činností (Marzocchi a Bebbington, 2012).

IAVCEI je autorem některých softwarových produktů. Za zmínku stojí například program FALL 3D, který modeluje pohyb oblaku složeného z produktů sopečné činnosti. Dále je autorem několika nástrojů do GIS (Geographic Information System). Jedním z nástrojů je VORIS (Volcanic Risk Information System), který modeluje rizika (pohyby lávových proudů) spojená se sopečnou erupcí. Programy a nástroje jsou k dispozici ke stažení na stránkách IAVCEI.

Obr. č. 17: Ukázka modelu FALL 3D v prostředí Google Earth – erupce sopky Vesuv – Itálie v roce 1944 (IAVCEI, 2010a).



Obr. č. 18: Ukázka nástroje VORIS v prostředí ArcMap (IAVCEI, 2010b).



7.2.1 Měření množství a koncentrace oxidu siřičitého SO₂ v atmosféře

ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav) provádí měření množství a koncentrace oxidu siřičitého v přízemních vrstvách atmosféry na území České republiky v rámci monitorování kvality ovzduší v České republice na více jak čtyřiceti automatizovaných meteorologických stanicích.

Měření koncentrací oxidu siřičitého ve vyšších vrstvách atmosféry (stratosféra), který je vyprodukován sopečnou erupcí, se provádí pomocí přístroje OMI (Ozone Monitoring Instrument), který je součástí družice NASA (The National Aeronautics and Space Administration) ERS-2 (Europe Remote-Sensing-2). OMI měří koncentrace oxidu siřičitého od roku 2004, kdy nahradil přístroj TOMS (The Total Ozone Mapping Spectrometer). NASA uvádí, že přístroj OMI je přibližně stokrát citlivější a má mnohem vyšší rozlišovací schopnost, než původní přístroj TOMS a data, která OMI poskytuje, jsou tak přesnější než ta, která poskytoval přístroj TOMS. Kromě množství a koncentrace oxidu siřičitého umožňuje OMI měřit množství aerosolů a množství sopečného prachu v atmosféře (důležité – viz například vliv erupce sopky Eyjafjallajökull v roce 2010 na leteckou dopravu nad Evropou). Ostatní parametry přístroje OMI a seznam měřených prvků jsou k dispozici na internetových stránkách NASA. Odkaz na tyto stránky je uveden v seznamu použité literatury.

8. Výsledky

Průběh zim ve střední Evropě po erupcích sopek v různých zeměpisných šířkách vyhodnocovala kapitola 6. Bylo použito celkem osm teplotních řad stanic ve střední Evropě (viz Tab. č. 6) a bylo vyhodnocováno celkem dvanáct sopečných erupcí (viz Tab. č. 8), kdy k sedmi z nich došlo v oblastech středních a vysokých zeměpisných šířek (z toho tři asijské sopečné erupce) a ke zbylým pěti pak v oblasti tropické. Pro určení míry ovlivnění zim sopečnou erupcí byly vypočítány teplotní odchylky průměrných teplot zim sopečnou erupcí ovlivněných (viz Tab. č. 9) od průměrných zimních teplot pěti zim, které sopečným erupcím předcházely (viz Tab. č. 9). Záporné teplotní odchylky vykazují zimy po sopečných erupcích v oblastech středních a vysokých zeměpisných šířek – konkrétně $-1,3$ °C. Kladnou teplotní odchylku pak vykazují zimy po erupcích sopek v tropické oblasti – konkrétně $0,8$ °C. Nevýrazná záporná teplotní odchylka pak byla zaznamenána po erupcích asijských – konkrétně $-0,1$ °C. Výsledky u erupcí ve vysokých a středních zeměpisných šířkách (mimo asijské sopečné erupce) a sopečných erupcí proběhlých v tropické oblasti jsou ve shodě s poznatky v kapitolách 5.3.1 a 5.3.2.

Teplotní odchylky zim po erupcích tří sopek (Laki, Saint Helens, Katmai) ve středních a vysokých zeměpisných šířkách vykazují vyšší variabilitu na území Německa (Berlín) – směrodatná odchylka $1,6$ °C. Nižší variabilitu pak vykazují teplotní odchylky na území České republiky (Praha Klementinum) a Rakouska (Vídeň) – směrodatná odchylka $0,6$ °C. Výsledky korespondují s výsledky, které uvádí například Fischer (2003).

V kapitole 6 byla dále vyjádřena lineární závislost maximálních zimních teplotních odchylek a délek klimatických poruch (viz Tab. č. 8 a Tab. č. 13) na energiích sopečných erupcí (dělená vzdáleností sopky od stanice Praha Klementinum) (viz Tab. č. 13). Pro vyjádření lineární závislosti byl použit korelační koeficient. Korelační koeficient vyšel v případě vyjádření závislosti maximálních zimních teplotních odchylek na energiích sopečných erupcí $0,817$. V případě vyjádření závislosti délek klimatických poruch na energiích sopečných erupcí $0,912$. V obou případech tak vyjadřují veličiny vysokou lineární závislost a v obou případech jsou veličiny kladně korelované. Z toho vyplývá, že se zvyšující se energií sopečné erupce by měly být pozorovatelné vyšší teplotní odchylky v zimním období a klimatické poruchy by měly být delší.

9. Diskuse

Pro posouzení vlivu vybraných dvanácti sopečných erupcí ($VEI \geq 4$) na průběh zim ve střední Evropě bylo použito celkem osm teplotních řad. Při zvolené metodice výpočtu teplotních odchylek, tak jak byla popsána v kapitole 6.1.2, a podmínce, že období před sopečnou erupcí nebude spadat do období klimatické poruchy předchozí erupce, tak jak bylo uvedeno v kapitole 6.1.1, je zřejmé, že množství zpracovaných sopečných erupcí je omezené. Nejvíce se toto omezení projevuje u asijských sopečných erupcí, kde je výsledek nejednoznačný a neodpovídá výsledkům, které uvádí například Fischer (2003). Ten, jak už bylo popsáno v kapitole 5.3.2, zkoumal vliv deseti asijských sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě a zaznamenal kladné zimní teplotní odchylky na území střední Evropy (viz Obr. č. 15). V případě erupcí sopek ve středních a vysokých zeměpisných šířkách a sopečných erupcí v tropické oblasti jsou výsledky této práce v souladu s tím, co uvádějí Mao a Robock (1992), Fischer (2003) nebo Fischer a kol. (2007) a bylo popsáno v kapitolách 5.3.1 a 5.3.2. Výjimku, na kterou upozorňují i Fischer a kol. (2007), kdy po erupci sopky Cosiguina (1835) v tropické oblasti byla zaznamenána záporná teplotní odchylka, potvrzuje i tato práce.

V případě vyjadřování závislostí veličin charakterizujících sopečnou činnost a klimatickou poruchu vyšly relativně vysoké hodnoty korelačních koeficientů, které vyjadřují vysokou lineární závislost sledovaných veličin. Tyto výsledky jsou v souladu s tím, co uvádí Svoboda (1987). Hodnoty vypočítaných korelačních koeficientů by bylo dále možné zpřesnit zahrnutím vyššího množství sopečných erupcí do výpočtu. To je však obtížné, neboť není příliš relevantních, veřejně přístupných zdrojů (jako například Hédervári (1980)), které by poskytovaly potřebná data pro výpočet energií sopečných erupcí.

10. Závěr

Sopečné plyny, které jsou sopečnou erupcí uvolněné do stratosféry, obsahují oxid siřičitý SO_2 a sulfan H_2S . Tyto dvě složky reagují s vodní parou H_2O a hydroxidy OH za vzniku aerosolů H_2SO_4 . Vzniklé aerosoly mají takové fyzikální a chemické vlastnosti, které způsobují odrazení části slunečního záření zpět do vesmíru. Dochází tak k pronikání menšího množství slunečního záření do spodních vrstev atmosféry – troposféry a menšímu zahřívání zemského povrchu a hladiny oceánů. Následkem je snížení průměrných globálních teplot vzduchu a oceánů, ovlivnění klimatického systému Země a ovlivnění klimatických oscilací NAO a AO.

Dopady konkrétních sopečných erupcí na průběh zim ve střední Evropě se liší v závislosti na zeměpisné šířce a poloze, kde k sopečným erupcím dojde – jsou však nezávislé na polokouli. V případě sopečných erupcí ve vysokých zeměpisných šířkách jsou zaznamenávány záporné zimní teplotní odchylky ve střední Evropě – teplotní výkyv je nejčastěji pozorovaný druhou zimu po sopečné erupci. Sopečné erupce ve středních zeměpisných šířkách způsobují stejně jako sopečné erupce ve vysokých zeměpisných šířkách záporné zimní teplotní odchylky s tím rozdílem, že teplotní výkyv je pozorovaný první nebo druhou zimu po sopečné erupci. Výjimku v případě sopečných erupcí ve vysokých a středních zeměpisných šířkách tvoří asijské sopečné erupce, po kterých jsou ve střední Evropě zaznamenávány kladné zimní teplotní odchylky. V případě sopečných erupcí v tropické oblasti jsou zaznamenávány kladné zimní teplotní odchylky ve střední Evropě – teplotní výkyv je nejčastěji pozorovaný již první zimu po sopečné erupci. Výrazné změny ve srážkové činnosti se na území střední Evropy v zimním období po sopečných erupcích nevyskytují – výjimku tvoří severní polovina Německa a část Polska, kde jsou pozorované po erupcích sopek v tropické oblasti vyšší měsíční srážkové úhrny, než v období před sopečnými erupcemi.

Výsledky statistického zpracování provedeného v této práci pro osm teplotních řad a dvanáct sopečných erupcí (pět sopečných erupcí ve středních a vysokých zeměpisných šířkách, čtyři sopečné erupce v tropické oblasti a tři sopečné erupce asijské) jsou v souladu s teoretickými poznatky (viz například odstavec výše) v případě sopečných erupcí ve středních a vysokých zeměpisných šířkách, a pak také v případě sopečných erupcí v tropické oblasti. V případě sopečných erupcí asijských

jsou výsledky nejednoznačné a pro ověření teoretických poznatků by bylo potřeba vyhodnotit více sopečných erupcí v této oblasti.

Problematikou vlivu sopečných erupcí se v minulosti, jak vyplývá i z množství citované literatury, zabývalo mnoho autorů. Tito autoři se však zabývali převážně většími geografickými celky, než je střední Evropa.

Výsledky a poznatky, které byly popsány v této práci, mohou sloužit například pro porovnání s výsledky jiných autorů. Zároveň tato práce přispívá k tomu, že její čtenáři budou lépe srozuměni s danou problematikou a budou tak schopni odhalovat nepravdivé informace (nevycházejí z vědeckých výzkumů, případně z nich vycházejí, ale výsledky těchto výzkumů jsou pisatelem špatně interpretovány), které se mohou objevovat například i v některých veřejných sdělovacích prostředcích.

V souvislosti s touto prací by bylo možné dále studovat podrobněji vliv sopečných erupcí na klimatické oscilace NAO a AO (tato problematika není dosud příliš prozkoumána), případně klimatický systém Země se zaměřením na globální a regionální klimatické modely. V souvislosti se životním prostředím by bylo zajímavé zkoumat například to, jakým způsobem ovlivňuje sopečná činnost kvalitu atmosférických srážek (kyselá dešť) a vodních zdrojů, případně kvalitu ovzduší na Zemi.

Seznam použité literatury, software a jiných zdrojů

teplotní řady:

Čáslav:

Pozler R., 1992: Diplomová práce: Analýza kolísání meteorologických prvků na stanici Čáslav. Masarykova Univerzita v Brně, Fakulta Přírodovědecká, Katedra Geografie, Brno.

Zbylých sedm teplotních řad laskavě poskytl pan Ing. Jiří Svoboda. Konkrétně se jednalo o tyto teplotní řady: Praha Klementinum, Berlín, Mnichov, Bratislava, Vratislav, Vídeň a Budapešť.

software:

Pro zpracování teplotních řad byl použit program z kancelářského balíku Microsoft Office 2010, Microsoft Excel 2010.

Pro napsání tohoto dokumentu byl použit program z kancelářského balíku Microsoft Office 2010, Microsoft Word 2010.

tištěné publikace - knihy, časopisy:

Behringer W., 2010: Kulturní dějiny klimatu. Paseka, Praha, 408 s. ISBN 978-80-7432-022-4.

Brunclík O., Beneš S., Vlk K., 1986: Geologie a půdoznalectví. Vysoká škola zemědělská, Praha, 127 s.

Fischer E. M., Luterbacher J., Zorita E., Tett S. F. B., Casty C., Wanner H., 2007: European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium. Geophysical research letters 34: 1–6.

Free M., Lanzante J., 2009: Effect of Volcanic Eruptions on the Vertical Temperature Profile in Radiosonde Data and Climate Models. Geophysical research letters 22: 2925–2939.

Gillet N. P., Weaver A. J., Zwiers F. W., Wehner M. F., Casty C., 2004: Detection of volcanic influence of global precipitation. Geophysical research letters 31: 1–4.

Hansen J., Makiko S., Ruedy R., Lacis A., Oinas V., 2000: Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. PNAS 97: 9875–9880.

Hédervári P., 1980: On the energy and magnitude of volcanic eruptions. Bulletin of Volcanology 25: 373–385.

Hindls R., Hronová S., Seger J., Fischer J., 2007: Statistika pro ekonomy. Professional Publishing, Praha, 417 s. ISBN: 978-80-86946-43-6.

Jakeš P., Kozák J., 2005: Vlny hrůzy, zemětřesení, sopky a tsunami. Lidové noviny, Praha, 221 s. ISBN: 80-7106-772-5.

Kadrnožka J., 2006: Globální oteplování země. Vutium, 467 s. ISBN: 978-80-214-3498-1.

Karas P., Míková T., Zárybnická A., 2007: Skoro jasno. Česká televize, Praha, 206 s. ISBN: 978-80-85005-78-3.

Kotyza O., Cvrk F., Pažourek V., 1995: Historické povodně na dolním Labi a Vltavě. Povodí Labe, Děčín, 169 s.

Kutílek M., Císlarová M., Kuráž V., 2000: Hydropedologie 10. České vysoké učení technické v Praze, Praha, 176 s. ISBN: 80-01022-37-4.

Mao J., Robock A., 1992: Winter warming from large volcanic eruptions. Geophysical Research Letter 12: 2405–2408.

Mao J., Robock A., 1995: The volcanic signal in surface temperature observations. Journal of climate 8: 1086–1103.

Marzocchi W., Bebbington M. S., 2012: Probabilistic eruption forecasting at short and long time scales. Bulletin of Volcanology 74: 1777–1805.

Mass C. F., Portman D. A., 1989: Major Volcanic Eruptions and Climate: A Critical Evaluation. Journal of climate 2: 566–593.

Matejovič P., 2012: Zima A.D. – História a podoby zím v Európe a na Slovensku. VEDA, Bratislava, 283 s. ISBN: 9788022412087.

Meronen H., Henriksson S. V., Räisänen P., Laaksonen A., 2012: Climate effects of northern hemisphere volcanic eruptions in an Earth System Model. Atmospheric research 114: 107–118.

Moldan B., Kalvová J., 1996: Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů. Univerzita Karlova, Praha, 161 s.

Montilla E., Mogo S., Cachorro V., Lopez J., Frutos A., 2011: Absorption, scattering and single scattering albedo of aerosols obtained from in situ measurements in the subarctic coastal region of Norway. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions 11: 2161–2182.

Puš V., 2007: Popisná statistika. Česká zemědělská univerzita, Praha, 43 s.

Rimarčík M., 2005: Strategické správanie malých a stredných podnikov. Zborník vedeckých prác z medzinárodnej vedeckej konferencie Mladá veda 2005. Račkova dolina: Fakulta ekonomiky a manažmentu Slovenskej poľnohospodárskej univerzity v Nitre, Nitra. ISBN 80-8069-673-X.

Robock A., 2000: Volcanic eruptions and climate. Reviews of geophysics 38: 191–219.

Roth D. R., 2000: Encyklopedie počasí, jak porozumět počasí a meteorologickým předpovědím. Knižní klub, Praha, 296 s. ISBN: 80-242-0228-x.

Rubin K., 2008: Sopky a zeměřesení - na vlastní oči. SLOVART, 64 s. ISBN: 978-80-7391-110-2.

Sawyer J., Jech Č., 1990: Kyselá dešť. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 48 s.

Soukupová J., 2009: Atmosférické procesy. ČZU, 2009 - čtvrté vydání, přepracované, Praha, 188 s. ISBN: 978-80-213-1895-3.

Stenchikov G., Delworth T., Ramaswamy V., Stouffer R., Wittenberg A., Zeng F., 2009: Volcanic signals in oceans. Journal of geophysical research 114: 1084–1097.

Svoboda J., 1987: Člověk ve svém kosmickém a pozemském prostředí. Vliv velkých vulkanických erupcí na změny počasí. Úpice, 34 s.

Svoboda, J., 2002: Utajené dějiny podnebí: řídilo počasí dějiny lidstva? Levné knihy, Praha, 263 s. ISBN 978-80-7309-799-8.

Zar J. H., 1984: Biostatistical Analysis. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey 2: 97–121.

internetové zdroje a publikace, diplomové práce:

Bachmann N., 2007: The North Atlantic Oscillation, online:

http://www.up.ethz.ch/education/term_paper/termpaper_hs07/BACHMANN_rev_termpaper_hs07.pdf, cit. 25. 11. 2012.

Bochníček J., Davidková H., Hejda P., Huth R., 2011: Vliv dlouhotrvající vysoké sluneční/geomagnetické aktivity na tlaková pole zimní severní dolní atmosféry. AV ČR,

online:

<http://www.cbks.cz/upice2010/071.pdf>, cit. 20. 10. 2012.

Bokr P., 2003: Zemská kůra. Geologický informační server,

online:

<http://www.gweb.cz/clanky/clanek-34/>, cit. 20. 11. 2012.

Bokr P., 2004: Sopečná činnost a sopky. Geologický informační server,

online:

<http://www.gweb.cz/clanky/clanek-60/>, cit. 3. 9. 2012.

Doležalová M., 2006: Diplomová práce: Projevy severoatlantské oscilace v časové a prostorové variabilitě klimatu České republiky. Masarykova Univerzita,

online:

http://is.muni.cz/th/63586/prif_m/Projevy_Severoatlantske_oscilace_ve_variabilite_klimatu_CR1.pdf, cit. 5. 1. 2013.

Fischer E., 2003: Diplomová práce: Regional and Seasonal impact of Volcanic Eruptions on European Climate over the Last Centuries. Universität Bern,

online:

<http://www.iac.ethz.ch/people/fischeer/docs/liz.pdf>, cit. 9. 2. 2013.

Hanel M., Vizina A., 2011: Přednášková prezentace: Modelování klimatu. Česká zemědělská univerzita, Praha,

online:

https://netstorage.czu.cz/oneNet/NetStorage/DriveI%40FZP/KVHEM/klimaticka%20zmena%20a%20vodni%20zdroje/2012/prednasky/04-modelovani_klimatu.pdf, cit. 27. 2. 2013.

IAVCEI, 2012: What is IAVCEI? International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's interior,

online:

<http://www.iavcei.org/>, cit. 15. 12. 2012.

Kalvová J., 2012: Vývoj klimatu z pohledu klimatologa. Univerzita Karlova, Praha,

online:

http://www.learned.cz/userfiles/pdf/prednasky-cleny-odborne/Kalvova_Vyvoj_klimatu.pdf, cit. 27. 2. 2013.

Mitchell T., 2004: Arctic Oscillation (AO) time series, 1899 - June 2002. University of Washington,

online:

<http://jisao.washington.edu/data/aots/>, cit. 5. 1. 2013.

NASA: About OMI. The National Aeronautics and Space Administration,

online:

<http://aura.gsfc.nasa.gov/instruments/omi.html>, cit. 27. 2. 2013.

Pavlík J., Štekl J., Jež J., 2002: Přechody atmosférických front přes Prahu. Česká meteorologická společnost v Praze,

online:

<http://synopinfo.wz.cz/fronty/statist/index.htm>, cit. 10. 11. 2012.

Petránek J., 1993: Magma. On-line geologická encyklopedie,

online:

<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>, cit. 3. 9. 2012.

Rowlett R., 2003: Volcanic Explosivity Index. University of North Carolina at Chapel Hill,

online:

<http://www.unc.edu/~rowlett/units/scales/VEI.html>, cit. 5. 10. 2012.

Šamalíková M., Locker J., Pospíšil P., 2005: Geologie. Vysoké učení technické v Brně,

online:

<http://geotech.fce.vutbr.cz/studium/geologie/skripta/geologie.pdf>, cit. 14. 11. 2012.

USGS, 2008: How We Monitor Volcanoes. U.S. Geological Survey,

online:

<http://volcanoes.usgs.gov/activity/methods/>, cit. 15. 12. 2012.

WOVO, 2012: Members' Observatories Directory. World Organizations of Volcano Observatories,

online:

<http://www.wovo.org/homepage-wovo.org.html>, cit. 15. 12. 2012.

Seznam převzatých obrázků, tabulek s uvedením jejich zdrojů:

Obr. č. 1:

(Kotyza a kol. 1995)

Obr. č. 2:

(Jakeš, 2005)

Obr. č. 3:

(Bachmann, 2007)

Obr. č. 4:

(Matejovič, 2012)

Obr. č. 5:

(Robock, 2000)

Obr. č. 6:

(Stenchikov a kol. 2009)

Obr. č. 7:

(Stenchikov a kol. 2009)

Obr. č. 8:

(Soukupová, 2009)

Obr. č. 9:

(Fischer, 2003)

Obr. č. 10:

(Fischer a kol. 2007)

Obr. č. 11:

(Fischer a kol. 2007)

Obr. č. 12:

(Robock, 2000)

Obr. č. 13:

(Fischer a kol. 2007)

Obr. č. 14:

(Fischer, 2003)

Obr. č. 15:
(Fischer, 2003)

Obr. č. 16:
USGS,
online:
<http://volcanoes.usgs.gov/activity/methods/>, cit: 15. 12. 2012.

Obr. č. 17:
IAVCEIa,
online:
http://www.iavcei.org/IAVCEI_downloads/files/images/Vesuvio1944-depload-google.jpg, cit: 15. 12. 2012.

Obr. č. 18:
IAVCEIb,
online:
http://www.iavcei.org/IAVCEI_downloads/files/images/sus2.jpg, cit: 15. 12. 2012.

Tab. č. 1:
USGS,
online:
<http://volcanoes.usgs.gov/hazards/pyroclasticflow/index.php/>, cit: 15. 12. 2012.

Tab. č. 2:
(Petránek, 1993)
online:
<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?sopka>, cit. 3. 9. 2012.

Tab. č. 3:
(Šamalíková a kol. 2005)

Tab. č. 4:
(Rowlett, 2003)

Tab. č. 5:
(Hédervári, 1980)

Tab. č. 7:
(Matejovič, 2012)

Tab. č. 8:
Svoboda (1987); Fischer a kol. (2007)

Seznam příloh

Poznámka: Teplotní řady (zimní měsíce) osmi meteorologických stanic ve střední Evropě a výpočty Příloh č. 2, 3, 4, 5 jsou na přiloženém CD, v souboru *BP_Slinger_2013_vypocty.xlsx*.

Příloha č. 1: Seznam patnácti tropických sopečných erupcí, které použil Fischer a kol. (2007) a Fischer (2003) při analýze jejich dopadu na počasí v Evropě. ^P Deset sopek pro analýzu dopadu sopečné činnosti na srážkovou činnost.

název sopky	stát	rok erupce	VEI
Kelut	Indonésie	1586	5
Ruiz	Kolumbie	1595	4
Huaynaputina	Peru	1600	6
Parker	Filipíny	1641	5
Gamkonora	Indonésie	1673	5
- ^P	-	1809	-
Tambora ^P	Indonésie	1815	7
Gallungung ^P	Indonésie	1822	5
Babuyan Claro ^P	Filipíny	1831	4
Cosiguina ^P	Nikaragua	1835	5
Krakatau ^P	Indonésie	1883	6
Santa Maria ^P	Guatemala	1902	6
Agung ^P	Indonésie	1963	5
El Chichon ^P	Mexiko	1982	5
Pinatubo ^P	Filipíny	1991	6

Příloha č. 2: Průměrné zimní teploty (°C) na vybraných meteorologických stanicích střední Evropy pro výpočet průměrných zimních teplot pěti zim předcházejících sopečné erupci a průměrných teplot zim ovlivněných sopečnou erupcí.

zima	Klementinum	Vídeň	Budapešť	Mnichov	Vratislav	Čáslav	Bratislava	Berlín
1778/1779	1,9	1,7	-	-	-	-	1,8	2,5
1779/1780	-0,7	-1,2	-	-	-	-	-1,0	-1,1
1780/1781	-0,2	-1,6	-	-	-	-	-1,3	0,5
1781/1782	-0,8	-0,3	-	-	-	-	-0,4	-0,7
1782/1783	1,9	2,8	-	-	-	-	2,8	2,4
1783/1784	-5,3	-3,8	-	-	-	-	-3,9	-4,5
1784/1785	-2,1	-1,1	-	-	-	-	-1,2	-2,4
1785/1786	-0,8	-0,1	-	-	-	-	-0,1	-1,0
1810/1811	-1,2	-1,5	-0,7	-1,2	-3,0	-	-1,6	-1,8
1811/1812	-0,6	-1,1	-0,8	-1,2	-1,6	-	-1,0	-0,7
1812/1813	-1,5	-2,0	-2,9	-3,1	-3,5	-	-2,1	-2,6
1813/1814	-2,6	-2,1	-0,3	-3,7	-3,2	-	-1,7	-3,5
1814/1815	1,6	1,0	1,5	-0,2	-1,1	-	1,0	-1,0
1816/1817	2,3	1,9	1,2	0,9	1,0	-	1,8	0,9
1830/1831	-1,1	-0,5	0,5	-1,8	-3,2	-	-0,3	-1,4
1831/1832	0,4	-0,2	1,0	-0,7	-1,3	-	0,0	0,6
1832/1833	0,4	-1,5	-2,0	-0,5	-1,4	-	-1,5	0,8
1833/1834	3,5	3,2	3,1	3,1	1,9	-	3,2	3,3
1834/1835	1,8	1,3	1,6	0,0	0,6	-	1,3	2,1
1835/1836	-0,8	-1,2	-1,7	-2,6	-1,5	-	-1,3	0,1
1848/1849	0,0	-0,1	0,0	0,5	-0,4	-	0,0	1,1
1849/1850	-1,3	-1,4	-1,8	-1,6	-3,7	-	-1,5	-1,7
1850/1851	0,1	-0,4	0,7	-0,1	-0,1	-	0,1	1,2
1851/1852	1,8	0,9	1,2	0,1	1,1	-	1,0	2,3
1852/1853	1,4	1,0	1,9	0,6	1,0	-	1,5	2,0
1853/1854	-2,2	-2,0	-1,4	-3,6	-2,7	-	-1,8	-1,5
1878/1879	-0,3	-0,8	-0,2	-1,4	-1,3	-0,9	-0,8	-0,3
1879/1880	-3,8	-3,7	-1,1	-5,6	-3,6	-4,4	-4,2	-1,3
1880/1881	-0,2	-0,6	-0,9	-0,3	-1,4	-1,0	-0,4	-0,7
1881/1882	1,2	1,0	1,1	-0,3	1,0	0,6	1,4	2,6
1882/1883	0,9	0,4	0,7	-0,1	-0,3	0,1	0,8	1,5
1883/1884	2,3	1,6	1,4	0,9	1,6	1,2	1,6	3,7
1897/1898	1,6	0,8	0,3	0,0	1,4	0,2	1,1	2,5
1898/1899	2,4	1,9	2,3	1,3	2,5	1,3	2,1	3,4
1899/1900	-0,9	-0,3	1,2	-1,5	-1,3	-1,7	0,4	-0,3
1900/1901	-2,2	-2,2	-2,0	-2,8	-2,1	-3,2	-2,2	-0,8
1901/1902	2,0	2,1	3,0	0,5	1,5	0,8	2,5	1,6
1903/1904	0,4	0,2	1,1	-1,7	-0,1	-0,8	0,6	0,3
1907/1908	0,2	0,7	0,7	-1,7	0,2	-0,7	0,6	1,3
1908/1909	-1,8	-2,0	-1,8	-3,3	-2,4	-2,9	-2,1	-1,8

zima	Klementinum	Vídeň	Budapešť	Mnichov	Vratislav	Čáslav	Bratislava	Berlín
1909/1910	1,8	1,9	3,0	0,0	2,2	1,0	2,3	2,1
1910/1911	1,0	1,1	1,4	-1,3	0,9	0,2	1,3	1,3
1911/1912	0,0	0,9	1,0	0,7	-0,2	-0,7	0,9	0,0
1913/1914	-0,3	-1,1	-0,8	-0,8	0,6	-1,0	-1,0	1,2
1919/1920	2,0	2,6	2,3	1,1	1,2	1,7	2,8	1,7
1920/1921	2,7	2,4	3,0	0,9	1,4	2,6	2,9	2,0
1921/1922	-1,5	-1,3	-0,9	-1,8	-2,9	-1,8	-1,6	-1,7
1922/1923	1,4	1,2	1,4	0,3	0,8	1,0	1,4	1,5
1923/1924	-2,2	-1,7	-0,8	-3,5	-3,8	-2,3	-1,6	-2,9
1925/1926	1,3	1,1	1,0	0,5	0,5	1,2	0,8	0,9
1942/1943	1,3	0,5	0,6	0,5	1,0	0,2	0,4	1,9
1943/1944	1,1	1,1	1,8	-0,7	-1,2	-0,2	1,5	1,5
1944/1945	0,0	-0,7	-0,4	-1,6	-1,6	-1,3	-0,6	0,1
1945/1946	0,9	0,5	0,5	-0,6	-0,2	0,1	0,5	0,8
1946/1947	-4,8	-4,3	-2,6	-5,0	-7,2	-5,8	-3,7	-5,3
1948/1949	0,9	0,8	0,7	-0,9	0,4	-0,3	1,0	1,7
1951/1952	1,8	1,4	1,6	-0,9	0,2	0,5	1,3	2,2
1952/1953	0,2	0,0	1,5	-1,7	-2,2	-1,3	0,4	0,5
1953/1954	-2,0	-2,8	-2,8	-2,8	-5,2	-3,7	-2,8	-2,0
1954/1955	0,3	0,6	1,4	-0,6	-1,5	-0,5	1,0	0,2
1955/1956	-1,9	-1,4	-0,7	-2,8	-5,2	-3,6	-1,1	-1,5
1957/1958	1,1	1,6	1,5	-0,1	-1,6	0,0	1,9	0,8
1975/1976	2,1	1,0	1,7	-0,3	-0,5	0,5	0,6	1,3
1976/1977	1,4	1,2	2,4	-0,2	-0,6	0,1	0,9	1,2
1977/1978	1,1	0,1	0,9	-1,4	-0,1	-0,1	-0,3	1,3
1978/1979	-0,1	-0,4	1,2	-1,3	-4,0	-1,4	-0,9	-2,3
1979/1980	1,9	1,4	1,9	1,0	-0,3	0,9	0,6	0,5
1981/1982	-1,2	-1,6	-0,5	-2,5	-2,8	-3,0	-2,0	-1,6
1984/1985*	-1,9	-2,5	-1,9	-3,6	-5,3	-3,9	-3,1	-2,5
1985/1986*	0,5	-0,2	1,0	-1,6	-2,8	-0,9	-0,6	-0,6
1986/1987	-0,7	-1,2	-0,7	-1,8	-4,0	-1,9	-1,8	-1,7
1987/1988	3,6	3,0	3,3	1,4	2,1	2,4	2,6	3,1
1988/1989	3,8	3,3	2,9	1,8	2,3	2,5	2,7	3,9
1989/1990	3,9	2,8	3,4	1,8	3,2	2,6	2,0	4,5
1990/1991	1,0	-0,1	0,4	-1,4	1,6	-0,2	-0,9	0,4
1991/1992	2,5	0,4	1,3	-0,4	0,8	0,9	1,7	2,5

* Hodnoty doplněné pro potřebu přepočítání výsledků v kapitole 6.1.4.

Příloha č. 3: Průměrné teploty pěti zim předcházejících sopečné erupci (fialově zvýrazněno) a zim sopečnou erupcí ovlivněných (oranžově zvýrazněno) pro výpočet průměrných zimních teplotních odchylek.

erupce (rok erupce)	zima	průměrná zimní teplota (°C)	počet průměrovaných teplotních řad
Laki (1783)	1778/1779	2,0	4
	1779/1780	-1,0	chybí řady:
	1780/1781	-0,7	Budapešť
	1781/1782	-0,5	Mnichov
	1782/1783	2,5	Vratislav
	1783/1784	-4,4	Čáslav
	1784/1785	-1,7	
	1785/1786	-0,5	
Tambora (1815)	1810/1811	-1,6	7
	1811/1812	-1,0	chybí řady:
	1812/1813	-2,5	Čáslav
	1813/1814	-2,5	
	1814/1815	0,4	
	1816/1817	1,4	
Cosiguina (1835)	1830/1831	-1,1	7
	1831/1832	0,0	chybí řady:
	1832/1833	-0,8	Čáslav
	1833/1834	3,1	
	1834/1835	1,2	
	1835/1836	-1,3	
Usu (1853)	1848/1849	0,2	7
	1849/1850	-1,9	chybí řady:
	1850/1851	0,2	Čáslav
	1851/1852	1,2	
	1852/1853	1,3	
	1853/1854	-2,2	

erupce (rok erupce)	zima	průměrná zimní teplota (°C)	počet průměrovaných teplotních řad
Krakatoa (1883)	1878/1879	-0,7	8
	1879/1880	-3,5	
	1880/1881	-0,7	
	1881/1882	1,1	
	1882/1883	0,5	
	1883/1884	1,8	
Santa Maria (1902)	1897/1898	1,0	8
	1898/1899	2,1	
	1899/1900	-0,5	
	1900/1901	-2,2	
	1901/1902	1,7	
	1903/1904	0,0	
Katmai (1912)	1907/1908	0,2	8
	1908/1909	-2,3	
	1909/1910	1,8	
	1910/1911	0,7	
	1911/1912	0,3	
	1913/1914	-0,4	
Iriomote-jima (1924)	1919/1920	1,9	8
	1920/1921	2,2	
	1921/1922	-1,7	
	1922/1923	1,1	
	1923/1924	-2,4	
	1925/1926	0,9	
Hekla (1947)	1942/1943	0,8	8
	1943/1944	0,6	
	1944/1945	-0,8	
	1945/1946	0,3	
	1946/1947	-4,8	
	1948/1949	0,5	

erupce (rok erupce)	zima	průměrná zimní teplota (°C)	počet průměrovaných teplotních řad
Bezymjanyj (1956)	1951/1952	1,0	8
	1952/1953	-0,3	
	1953/1954	-3,0	
	1954/1955	0,1	
	1955/1956	-2,3	
	1957/1958	0,7	
Saint Helens (1980)	1975/1976	0,8	8
	1976/1977	0,8	
	1977/1978	0,2	
	1978/1979	-1,2	
	1979/1980	1,0	
	1981/1982	-1,9	
Pinatubo (1991)	1984/1985	-3,1*	8
	1985/1986	-0,7*	
	1986/1987	-1,7	
	1987/1988	2,7	
	1988/1989	2,9	
	1989/1990	3,0	
	1990/1991	0,1	
	1991/1992	1,2	

* Hodnoty doplněné pro potřebu přepočítání výsledků v kapitole 6.1.4.

Příloha č. 4: Zimní teplotní odchylky (°C) průměrných teplot zim po sopečné erupci od průměrných zimních teplot pěti zim předcházejících sopečné erupci. Dále uvedeny směrodatné odchylky s (°C) zimních teplotních odchylek pro všechny sopečné erupce.

erupce/stanice	Laki	Tambora	Cosiguina	Usu	Krakatoa	Santa Maria	Katmai	Iriomote- jima	Hekla	Bezymjanyj	Saint Helens	Pinatubo
Klementinum	-3,2	3,1	-1,8	-2,6	2,7	-0,2	-0,6 *	0,8	1,2	1,5	-2,5 *	1,0
Vídeň	-1,9	3,0	-1,7	-2,0	2,4	-0,2	-1,6 *	0,4	1,4	2,0	-2,2 *	-0,3
Budapešť	-	1,9	-2,5	-1,8	1,4	0,1	-1,7	0,0	0,7	1,3	-2,1	0,1
Mnichov	-	2,7	-2,7	-3,5	2,4	-1,2	0,3	1,1	0,5	1,7	-2,1	0,1
Vratislav	-	3,5	-0,8	-2,3	2,7	-0,5	0,4	1,2	2,2	1,1	-1,7	1,2
Čáslav	-	-	-	-	2,3	-0,3	-0,4	0,9	1,1	1,7	-3,0	0,8
Bratislava	-2,1	2,8	-1,9	-2,0	2,3	-0,2	-1,6	0,1	1,3	2,1	-2,2	1,6
Berlín	-3,4	2,8	-1,0	-2,5	3,3	-1,0	0,7 *	0,8	1,9	0,9	-2,0 *	1,5
směrodatná odchylka s	0,626	0,460	0,640	0,533	0,501	0,419	0,923	0,426	0,527	0,391	0,372	0,667

* Hodnoty pro výpočet směrodatných odchylek v tabulce 12. Pro erupci sopky Laki byly použity teplotní odchylky zimy 1784/1785, které jsou uvedeny v Příloze č. 5 – opět pro stanice Praha Klementinum, Vídeň a Berlín.

Příloha č. 5: Zimní teplotní odchylky ovlivněných zim (°C) od průměrných teplot pěti zim předcházejících sopečným erupcím (°C) pro zjištění maximálních zimních teplotních odchylek, použitých pro určení závislosti maximálních zimních teplotních odchylek na energiích sopečných erupcí.

stanice/erupce	Klementinum	Vídeň	Budapešť	Mnichov	Vratislav	Čáslav	Bratislava	Berlín
Laki								
průměr 1779 - 1783	0,4	0,3	-	-	-	-	0,4	0,7
odchylka zimy 1783/1784	-5,7	-4,1	-	-	-	-	-4,3	-5,3
odchylka zimy 1784/1785	-2,5	-1,4	-	-	-	-	-1,6	-3,1
odchylka zimy 1785/1786	-1,3	-0,4	-	-	-	-	-0,5	-1,8
Tambora								
průměr 1811 - 1815	-0,8	-1,2	-0,6	-1,9	-2,5	-	-1,1	-1,9
odchylka zimy 1816/1817	3,1	3,0	1,9	2,7	3,5	-	2,8	2,8
Cosiguina								
průměr 1831 - 1835	1,0	0,5	0,9	0,0	-0,7	-	0,5	1,1
odchylka zimy 1835/1836	-1,8	-1,7	-2,5	-2,7	-0,8	-	-1,9	-1,0
Katmai								
průměr 1908 - 1912	0,3	0,5	0,9	-1,1	0,1	-0,6	0,6	0,6
odchylka zimy 1913/1914	-0,6	-1,6	-1,7	0,3	0,4	-0,4	-1,6	0,7
Krakatoa								
průměr 1879 - 1883	-0,4	-0,7	-0,1	-1,5	-1,1	-1,1	-0,7	0,4
odchylka zimy 1883/1884	2,7	2,4	1,4	2,4	2,7	2,3	2,3	3,3
Bezymjanyj								
průměr 1952 - 1956	-0,3	-0,4	0,2	-1,8	-2,8	-1,7	-0,2	-0,1
odchylka zimy 1957/1958	1,5	2,0	1,3	1,7	1,1	1,7	2,1	0,9

Příloha č. 6a: Zeměpisné souřadnice osmi meteorologických stanic z Tab. č. 6.

stanice	zeměpisná šířka	zeměpisná délka
Mnichov	48 ° 13' s. š.	11 ° 70' v. d.
Berlín	52 ° 46' s. š.	13 ° 30' v. d.
Praha Klementinum	50 ° 09' s. š.	14 ° 43' v. d.
Bratislav	48 ° 17' s. š.	17 ° 20' v. d.
Čáslav	49 ° 93' s. š.	15 ° 38' v. d.
Vratislav	51 ° 11' s. š.	16 ° 98' v. d.
Budapešť	47 ° 51' s. š.	19 ° 03' v. d.
Videň	48 ° 15' s. š.	16 ° 22' v. d.

Poznámka: s. š. / j. š. = severní šířka / jižní šířka; z. d. / v. d. = západní délka / východní délka.

Příloha č. 6b: Zeměpisné souřadnice dvanácti vybraných sopek z Tab. č. 8.

jméno sopky	zeměpisná šířka	zeměpisná délka
Laki	64 ° 3' s. š.	18 ° 16' z. d.
Tambora	8 ° 14' j. š.	117 ° 59' v. d.
Cosiguina	12 ° 59' s. š.	87 ° 33' z. d.
Katmai	60 ° 16' s. š.	154 ° 57' z. d.
Krakatoa	6 ° 9' j. š.	105 ° 26' v. d.
Bezymjanyj	55 ° 58' s. š.	106 ° 35' v. d.
Pinatubo	15 ° 8' s. š.	120 ° 21' v. d.
Saint Helens	45 ° 55' s. š.	122 ° 22' z. d.
Hekla	64 ° 00' s. š.	19 ° 40' z. d.
Santa Maria	14 ° 45' s. š.	91 ° 33' z. d.
Iriomote-jima	30 ° 86' s. š.	123 ° 51' v. d.
Usu	42 ° 32' s. š.	140 ° 49' v. d.

Poznámka: s. š. / j. š. = severní šířka / jižní šířka; z. d. / v. d. = západní délka / východní délka.

Soubory na přiloženém CD:

- 1) BP_Slinger_2013.pdf je elektronická verze této bakalářské práce ve formátu PDF.
- 2) BP_Slinger_2013_vypocty.xlsx obsahuje teplotní řady (zimní měsíce) osmi meteorologických stanic střední Evropy; výpočty Příloh č. 2, 3, 4, 5; výpočty závislostí z kapitoly 6.1.5. Soubor lze otevřít v programech: Microsoft Excel (2007, 2010, 2013), Open Office.