ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE Fakulta jaderná a fyzikální inženýrská Katedra fyziky



VÝZKUMNÝ ÚKOL

Analýza vlastností elektromagnetických signálů vyzařovaných v průběhu vývoje přírodních bleskových výbojů

Autor: Bc. Andrea Kolínská Vedoucí: Ing. Ivana Kolmašová, Ph.D. Akademický rok: 2018/2019

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem svůj výzkumný úkol vypracovala samostatně a použila jsem pouze podklady uvedené v přiložené bibliografii.

V Praze

.....

Bc. Andrea Kolínská

Poděkování

Ráda bych poděkovala své vedoucí Ing. Ivaně Kolmašové, Ph.D. a konzultantovi prof. RNDr. Ondřeji Santolíkovi, Dr. za odborné vedení mé práce, cenné rady a podporu při studiu.

Bc. Andrea Kolínská

$\it Název \ práce:$ Analýza vlastností elektromagnetických signálů vyzařovaných v průběhu vývoje přírodních bleskových výbojů

Autor: Bc. Andrea Kolínská

Obor: Fyzika a technika termojaderné fúze

Druh práce: Výzkumný úkol

Vedoucí práce: Ing. Ivana Kolmašová, Ph.D., Ústav fyziky atmosféry AV ČR

Konzultant: prof. RNDr. Ondřej Santolík, Dr., Ústav fyziky atmosféry AV ČR

Abstrakt: V této práci jsou prezentovány výsledky analýzy širokopásmových elektromagnetických signálů generovaných přírodními bleskovými výboji. Měření probíhalo na pozemní stanici Ersa nacházející se na severním pobřeží ostrova Korsika (Francie), a to od září 2015 do prosince 2015 za použití širokopásmového přijímače (5 kHz – 90 MHz) vyvinutého pro družici TARANIS, upraveného pro pozemní použití. Ve vlnových formách magnetického pole dlouhých 208 ms jsme identifikovali více než 600 bleskových výbojů. V práci se zaměřujeme na sekvence iniciačních pulzů (preliminary breakdown pulses - PBPs) a pulzy zpětných výbojů (return strokes - RS), které jsou emitovány v různých stádiích bleskového výboje. Statisticky jsme vyhodnotili časové prodlevy mezi prvním iniciačním pulzem a následujícím zpětným výbojem. Pro každý nalezený případ jsme určili poměr amplitud nějvětšího iniciačního pulzu a pulzu zpětného výboje. Pro 209 bleskových výbojů diskutujeme vlastnosti nalezených iniciačních pulzů a zpětných výbojů detailněji, a to díky využití informací získaných od francouzské detekční sítě Météorage.

Klíčová slova:bleskový výboj, iniciační fáze, zpětný výboj, elektromagnetická měření, bouřkový oblak

Title: Properties of electromagnetic signals generated during the development of natural lightning discharges

Author: Bc. Andrea Kolínská

Abstract: Results of an analysis of broadband electromagnetic signals emitted by natural lightning discharges are presented in this thesis. Our measurements were conducted at the station Ersa located at Cap Corse (Corsica, France) from September 2015 to December 2015 using a clone of a broadband receiver (5 kHz – 90 MHz) developed for the TARANIS spacecraft. We have identified more than 600 lightning flashes in the 208-ms long magnetic-field waveform captures. We focus on preliminary breakdown pulses (PBPs) and return stroke pulses (RS), emitted in different stages of a lightning discharge. We perform a statistical survey of the time separation between the first preliminary breakdown pulse and the first return stroke pulse for each detected event. We also calculate a ratio of the peak-to-peak amplitude for the largest PBP and the RS pulse. For 209 cases, we discuss PBP and RS properties in more details using information from the French national VLF/LF lightning locating system Météorage.

 $Key\ words:$ lightning flash, preliminary breakdown, return stroke, electromagnetic measurements, thundercloud

Obsah

Úvod			7
1	Teo	rie	8
	1.1	Cumulonimbus	8
		1.1.1 Tvorba oblaku a jeho vývoj	9
		1.1.2 Elektrifikace bouřkového oblaku	10
		1.1.3 Vznik blesku	11
	1.2	Terminologie	11
	1.3	Typy bleskových výbojů	12
	1.4	Jednotlivé části bleskových výbojů typu oblak-země	13
		1.4.1 Záporné blesky	13
		1.4.2 Kladné blesky	17
	1.5	Iniciační fáze	18
	1.6	Zpětný výboj	19
2	Naměřená data a jejich zpracování		20
	2.1	Měřící aparatura	20
		2.1.1 Anténa SLAVIA	20
	2.2	Zpracování naměřených dat	21
	2.3	Detekční síť Météorage	22
3	Výsledky		23
	3.1	Všechny detekované bleskové výboje	23
	3.2	Bleskové výboje s přidanými daty od detekční sítě Météorage	25
4	\mathbf{Dis}	kuze	28
5	Záv	ěr	30
Literatura			31

Úvod

Blesky bily Zemi od nepaměti, avšak teprve v novověku lidských dějin se věda přiblížila blesku natolik, aby jej mohla blíže poznat. Nejstarší dochované důkazy úderů blesků byly nalezeny v pískovcových skalách ve skotském Arranu. Jedná se o geologické kusové útvary staré 250 milionů let, tzv. bleskovce či fulgurity, jenž vznikly roztavením křemičitých částic při úderu blesku a jejich opětovných ztuhnutím. Co se týče nejstarších dochovaných zmínek o úderech blesků, ty vždy odkazovaly k bohům, nadpřirozeným jevům či tabuizovaným znamením blížících se katastrof. Nám dnes nejznámější jsou bohové hromů a blesků pohanských náboženství — slovanský Perun, germánský Thór, galský Taranis, či řecký Zeus a jeho římský obraz Jupiter.

Až v osmnáctém století si lidé poprvé spojili blesk s bouřkovým oblakem nabitým elektřinou. Byl to Benjamin Franklin, který v létě roku 1752 provedl pokus s papírovým drakem připevněným ke kovové tyči a zaznamenal tak blesk jako elektrický výboj vznikající v bouřkovém oblaku. Po tomto poznání byl vymyšlen bleskosvod, dle lidových tradic často zván hromosvod. Téměř současně s Franklinem, a nezávisle na něm, vymyslel bleskosvod i Prokop Diviš. Byl první, kdo postavil uzemněný bleskosvod, a to roku 1754 v Příměticích u Znojma. Bohužel však pověrčiví vesničané bleskosvod zničili v domnění, že způsobil velká sucha. Zato Franklinův bleskosvod se, po vyvrácených debatách o zemětřeseních vyvolaných bleskem svedeným do země, ujal a postupně rozšířil.

V moderní době je bleskosvod samozřejmou součástí lidských životů a i naše znalosti, či spíše zkušenosti, o blesku se zlepšily s více vědeckým přístupem. Stále však nevíme, jak přesně blesk v oblacích vzniká, proč se tomu děje, a kdy poté udeří. Až do začátku minulého století jsme k pozorování blesků mohli využívat pouze fotografií a jednoduchých spektrografických metod. V třicátých a čtyřicátých letech minulého století se však objevily první záznamy elektromagnetických signálů generovaných bleskovými výboji. Díky moderním optickým a elektromagnetickým měřením s mikrosekundovou přesností můžeme dnes všechny procesy odehrávající se při vzniku blesku a jeho vývoji zkoumat podrobně.

Kapitola 1

Teorie

1.1 Cumulonimbus

Cumulonimbus je mohutný oblak protáhlý do výšky nejméně několika kilometrů. Jeho spodní okraj nebývá výš než 2 km nad povrchem země, kdežto horní dosahuje až oblasti tropopauzy a v některých případech prorůstá i nad ní. Díky výškovému proudění bývá jeho horní část protažena jedním směrem a oblak pak dostává typický tvar kovadliny [1]. Cumulonimbus ale není význačný jen svým vzhledem. Je to také jediný druh oblaku, ve kterém při příznivých podmínkách mohou vznikat bleskové výboje, a proto se mu říká také bouřkový oblak.

Typický bouřkový oblak je vidět na obrázku 1.1.



Obr. 1.1: Fotografie bouřkového oblaku (převzato z [2])

1.1.1 Tvorba oblaku a jeho vývoj

Bouřkový oblak je zpravidla složen z několika tzv. bouřkových buněk, kde každá z nich prochází třemi fázemi vývoje.

Prvotní příčinou vzniku bouřkového oblaku bývá nerovnoměrné zahřívání zemského povrchu slunečními paprsky. Jak se vzduch, který je v kontaktu se zemským povrchem, ohřívá, zvětšuje svůj objem a stává se lehčím než okolní vzduch, a tedy začne stoupat nahoru. Jelikož atmosférický tlak s výškou klesá, tento ohřátý vzduch se nadále rozpíná a přitom se ochlazuje. Tyto děje, probíhající přibližně adiabaticky, nazýváme vzestupnými vzdušnými proudy. Další nutnou podmínkou pro tvorbu oblaku je přítomnost vodní páry v této stoupající vzduchové hmotě. Při postupném ochlazování začne vodní pára kondenzovat do mikroskopických vodních kapiček a vzniká viditelný oblak. Tuto fázi nazýváme stadiem kumulu. [3]

Když teplota vzduchové hmoty klesne pod 0 °C, některé vodní kapičky zmrznou a stanou se z nich ledové krystalky. Ty vodní kapičky, které zůstanou kapalné i při teplotě nižší než 0 °C, nazýváme přechlazené vodní kapičky. Ledové a vodní částečky nazýváme souhrnně hydrometeory. Při srážkách k sobě hydrometeory navzájem přimrzají a vytváří větší ledové krystalky. Jelikož tyto ledové částice postupně nabírají na hmotnosti, převládne u nich působení tíhové síly nad vlivem vzestupných vzduchových proudů, a částice začnou padat dolů. Tím vznikají tzv. sestupné proudy vzduchu, v jejichž oblastech dochází k vypadávání srážek. [3]

Ačkoliv rychlost horizontálního proudění v atmosféře s výškou roste, celý bouřkový oblak (bouřková buňka) se pohybuje stejnou rychlostí, odpovídající rychlosti proudění v středních vrstvách troposféry. Při základně oblaku je tedy rychlost jeho horizontálního postupu větší než rychlost okolního vzduchu a v jeho horních partiích je tomu přesně naopak. Na čelní straně tak v dolních partiích buňky vzniká přetlak a v horních zase podtlak, vyváří se tak příznivé podmínky pro další rozvoj vzestupných proudů. Analogicky na týlové straně vzniká podtlak v dolních partiích buňky a přetlak v horních, a tím se mohou dále rozvíjet sestupné proudy. Tuto fázi nazýváme zralým stadiem.

Avšak vzestupný proud časem zeslábne a sestupné proudy postihnou celou buňku, která se poté rozpadne. Tuhle fázi nazýváme stadiem rozpadu.

Jednotlivé buňky bývají v daném momentě v různých stadiích vývoje, a tak životnost celého bouřkového oblaku je mnohem delší a bouřka může trvat až několik hodin. [4]

Největší zastoupení bouřek je tedy v oblastech nižších zeměpisných šířek nad pevninami. Důvodem jsou zde velké teplotní rozdíly mezi vzduchovými hmotami, a tudíž výskyt vzestupných vzduchových proudů.

1.1.2 Elektrifikace bouřkového oblaku

Bouřkový oblak obsahuje různé druhy oblačných částic (tzv. hydrometeorů), zejména vodní kapky, přechlazené vodní kapky, sněhové krupky¹ a ledové krupky či kroupy². Díky ionizaci vzduchu, zejména vlivem kosmického záření a radioaktivního záření pocházejícího z radioaktivních prvků obsažených v zemi, se hydrometeory elektricky nabíjí. Vlivem vzestupných vzdušných proudů se lehčí hydrometeory pohybují směrem nahoru, zatímco u těžších převládne působení tíhové síly a začnou padat dolů [5]. Těžší hydrometeory se srážejí s lehčími a vzájemně si předávají elektrické náboje. Experimenty ukazují, že v oblastech při teplotách od -15 °C do -10 °C se těžší hydrometeory, například sněhové krupky, nabíjí převážně záporně, kdežto lehčí, jako jsou malé ledové krystalky nebo vodní kapičky, nesou hlavně náboj kladný. Lehčí, kladně nabité, hydrometeory se pak dostávají vlivem vzestupných proudů do vyšších oblastí ve srovnání s těžšími záporně nabitými. Některé těžší hydrometeory nabírají dále na hmotnosti a padají do nižších vrstev s vyšší teplotou, kde se začínají nabíjet kladně [3]. V oblaku se tak vytvoří vrstvy hydrometeorů se stejným nábojem - těmto vrstvám říkáme nábojová centra. Výše popsanému rozložení náboje odpovídá tzv. třípólový model, který zahrnuje hlavní centrum záporného náboje a horní a dolní centra náboje kladného. Je to také nejpoužívanější model bouřkového oblaku z hlediska rozložení náboje [1]. Avšak skutečné rozložení náboje je mnohem složitější (Obrázek 1.2); dokazují to například balónová měření [6].



Obr. 1.2: Rozložení nábojových center v bouřkovém oblaku. Cervené křížky znázorňují kladný náboj, černé čárky náboj záporný. (Převzato z [6])

 $^{^1}$ Sněhové krupky jsou ledové kuličky o průměru v rozmezí 2–5 mm; vznikají tehdy, spojí-li se přechlazené vodní kapičky a navzájem k sobě přimrznou.

²Ledové krupky a kroupy jsou pevné oblačné částice složené z množství menších kousků ledu a tvoří se výhradně v bouřkových oblacích. Ledové krupky mívají 2-5 mm v průměru. Větší krupky, jejichž průměr se pohybuje v hodnotách od 5 mm až do 15 mm, nazýváme kroupy.

1.1.3 Vznik blesku

K tomu, aby se v oblaku mohl zrodit bleskový výboj, je zapotřebí, aby hodnota elektrického pole stoupla nad jistou kritickou hodnotu. U hladiny moře je tato hodnota přibližně $3 \cdot 10^6$ V/m a snižuje se s klesající hustotou atmosféry; ve výškách 5 km nad hladinou moře je to asi $1, 5 \cdot 10^6$ V/m. Tyto hodnoty ovšem odpovídají kritickým hodnotám elektrického pole pro vzduch bez jakýchkoliv oblačných částic (tzv. hydrometeorů). Bouřkový oblak však obsahuje různé druhy hydrometeorů, a jejich přítomnost snižuje zmiňovanou kritickou hodnotu elektrického pole potřebnou pro vznik výboje na hodnotu okolo
 $5\cdot 10^5$ V/m [3]. Nicméně, hodnoty elektrického pole naměřené uvnitř bouřkového oblaku se pohybují v rozmezí $1 - 1, 5 \cdot 10^5$ V/m [7]. Otázkou tedy je, jakými ději může dojít k dalšímu snížení kritické hodnoty elektrického pole potřebné pro vznik výboje v oblaku z hodnoty $5 \cdot 10^5$ V/m na asi $1, 5 \cdot 10^5$ V/m. Proces, který zodpovídá za vznik bleskového výboje zůstává zatím neznámý, avšak existují jisté teorie, které se pokouší tento jev objasnit. Jednou z příčin mohou být tzv. ubíhající (*runaway*) elektrony, které ionizují vzduch natolik, že místně sníží potřebnou kritickou hodnotu elektrického pole v bouřkovém oblaku pod hodnotu naměřenou pomocí balónových experimentů [6].

Ubíhající elektrony vznikají při interakci vysokoenergetického kosmického záření, jakožto proudu urychlených částic, s částicemi atmosféry. Srážkami těchto částic vznikají spršky sekundárních částic, a to hlavně pionů a kaonů, které se poté rozpadají na elektrony, pozitrony a jiné elementární částice [8]. Elektrony z těchto sekundárních spršek mívají energie vyšší než 100 keV, a tudíž se málo sráží s ostatními částicemi. Nad brzdnou silou způsobenou srážkami zde převládne urychlující síla elektrického pole v bouřkovém oblaku, a z těchto elektronů se stávají ubíhající elektrony. Srazí-li se tyto ubíhající elektrony s částicemi atmosféry, vznikají další ubíhající elektrony. Přítomnost ubíhajících elektronů způsobí lokální zvýšení ionizace v bouřkovém oblaku a sníží tak kritickou hodnotu elektrického pole potřebnou pro vznik výboje [5].

Samotné výboje pak mohou být nastartovány korónovými výboji na hrotech tajících ledových oblačných částic, kde díky nepravidelnosti tvaru těchto částic dochází u jejich hrotů k lokálnímu zvýšení elektrického pole. Ubíhající elektrony tedy zvyšují ionizaci v oblaku a napomáhají tak vzniku korónových výbojů na hrotech ledových oblačných částic. [8, 5]

1.2 Terminologie

Každý blesk (*lightning flash*) je složen z jednoho nebo více bleskových výbojů (*lightning strokes*), z nichž každý obsahuje vždy vůdčí (*leader*) a zpětný výboj (*return stroke*). Pro bleskový výboj je také důležitá tzv. iniciační fáze (*preliminary breakdown*). Je to proces probíhající uvnitř mraku, který vytváří podmínky pro vznik prvního vůdčího výboje (*stepped leader*), jenž pak postupně v krocích ionizuje vzduch a vytváří vodivou cestu pro nadcházející zpětný výboj. V momentě, kdy se vůdčí výboj dostane do blízkosti zemského povrchu začne se od nějakého vyvýšeného předmětu na zemi směrem vzhůru šířit tzv. vstřícný výboj (*upward moving* leader). Jakmile se cesty těchto dvou výbojů spojí (attachment process), nastává fáze zpětného výboje, kdy tímto nově vytvořeným kanálem proteče proud o velikosti několik desítek až stovek kiloampérů. Častokrát po prvním zpětném výboji zůstává kanál i nadále vodivý a protéká jím tzv. udržovací proud (continuing current) o velikosti maximálně několik kiloampérů. Je-li v oblaku nashromážděn ještě dostatek elektrického náboje, pak se obvykle již vytvořeným kanálem začne spojitě sířit další vůdčí výboj (dart leader) a poté i následný zpětný výboj (subsequent return stroke). Mezi jednotlivými bleskovými výboji probíhají v oblaku procesy, které nazýváme K a M změny (K-changes, M-components) [9]. Jednotlivé, výše popsané, části bleskového výboje jsou znázorněné na obrázku 1.4.

1.3 Typy bleskových výbojů

Podle oblastí, mezi kterými bleskové výboje probíhají, rozlišujeme dva typy blesků. Prvním a nejčastějším typem jsou tzv. blesky oblak-oblak (*cloud-to-cloud discharges*), což jsou výboje mezi kladnými a zápornými centry téhož oblaku (*intracloud discharges*) a v některých případech mezi opačnými nábojovými centry dvou sousedních oblaků (*intercloud discharges*). Druhým typem jsou tzv. blesky oblak-země (*cloud-to-ground discharges*); blesky tohoto typu pak ještě rozdělujeme na blesky kladné a záporné, podle toho, zda výboje probíhají mezi kladným nábojovým centrem oblaku a zemí, nebo záporným centrem a zemí (tzn. podle polarity přenášeného náboje). Většina blesků typu oblak-země jsou však blesky záporné, přibližně 90%. Jen malá část, asi 10%, jsou blesky kladné [9]. Výše zmíněné typy bleskových výbojů můžeme vidět na obrázku 1.3.



Obr. 1.3: Typy bleskových výbojů. (a) Blesk typu oblak-oblak (*intracloud*). (b) Blesk typu oblak-oblak (*intercloud*). (c) Záporný blesk typu oblak-země. (d) Kladný blesk typu oblak-země.

1.4 Jednotlivé části bleskových výbojů typu oblak-země

1.4.1 Záporné blesky

Typický časový vývoj záporného blesku typu oblak-země je vykreslen na obrázku 1.4.

V čase t = 0 dojde v oblaku k vytvoření nábojových center a poté, v čase t = 1 ms, začíná iniciační fáze, která dá vznik bleskovému výboji. Jakmile výboj opustí bouřkový oblak (t = 1,10 ms), stane se z něj vůdčí výboj. Poté se začne ze země směrem k vůdčímu výboji šířit vstřícný výboj a spojí-li se jejich cesty (t = 20 ms), vzniká vodivý kanál, kterým se začne směrem vzhůru šířit zpětný výboj (t = 20, 10 ms). Vzniklý kanál zůstává pak ještě chvíli vodivý. Později může v oblaku docházet ke K a M změnám (t = 40 ms), dále k šíření dalšího vůdčího výboje (t = 60 ms) a posléze k následnému zpětnému výboji (t = 62,05 ms). V jednom blesku se většinou zpětný výboj šíří celkem 3–5 krát, avšak některá pozorování zaznamenala až 26 zpětných výbojů [10].



Obr. 1.4: Typický časový vývoj bleskového výboje typu oblak-země. (Převzato z [10])

Jednotlivé vývojové fáze blesku typu oblak-země jsou stručně popsány v následujících podkapitolách.

Iniciační fáze

Prvnímu ději, jenž signalizuje vznik blesku říkáme iniciační fáze. I přesto, že tento proces probíhá uvnitř oblaku, a tudíž ho nejsme schopni přímo pozorovat, můžeme se o jeho vlastnostech dozvědět z měření elektromagnetického pole, které generuje. Z těchto měření víme, že při iniciační fázi dochází ke vzniku několika výbojů, které

vytvoří několik vodivých kanálů uvnitř mraku, přičemž jeden z nich se dál vyvine v první vůdčí výboj. Ke vzniku výbojů pravděpodobně dochází mezi dolním kladným centrem náboje a spodní vrstvou záporného nábojového centra [11]. Ačkoliv tyto děje nemůžeme přímým pozorováním studovat, můžeme je pouhým okem zahlédnout v podobě mihotavých záblesků v oblastech základny oblaku. Podrobněji o iniciační fázi pojednává kapitola 1.5.

Vůdčí výboj

Během iniciační fáze se jeden z vodivých kanálů vyvine v tzv. obousměrný vůdčí výboj(*bidirectional leader*). První část tohoto kanálu přenáší záporný náboj, typicky po krocích, směrem k zemi — tuto část nazýváme vůdčím výbojem [3]. Druhá část představuje kladný vůdčí výboj a šíří se horizontálně uvnitř záporného nábojového centra. Vývoj vůdčího výboje můžeme vidět na obrázku 1.5.



Obr. 1.5: Vznik a vývoj vůdčího výboje. (převzato z [3])

Vůdčí výboj se při pohybu dolů může různě větvit. V takovém případě se pak každá větev opět pohybuje podobným způsobem, a to po krocích směrem k zemi.

Jakmile se vůdčí výboj přiblíží k zemi na vzdálenost přibližně několik stovek metrů, nastává jeho poslední fáze. Od nějakého vyvýšeného předmětu na zemském povrchu se směrem vzhůru začne šířit tzv. vstřícný výboj, jehož počáteční délka může být řádově desítky metrů. V momentě, kdy se vodivé kanály vstřícného výboje a vůdčího výboje spojí, nastává fáze zpětného výboje [3]. Na tvorbě vodivého kanálu zpětného výboje se může podílet více vstřícných výbojů. V tomto případě pak vzniká tzv. vidlicovitý tvar blesku (obrázek 1.6). Fotografii vidlicovitého blesku můžeme vidět na obrázku 1.7.

Fotografická měření ukazují, že délka jednotlivých kroků se pohybuje v rozmezí 10–100 m a časová prodleva dvou sousedních kroků je asi $10-100 \,\mu s$ [3]. Vytvořený kanál má do průměru přibližně několik centimetrů a po celou dobu šíření vůdčího výboje jím protéká stálý proud o velikosti okolo 100 A. Během formování nového kroku kanálem protéká proud v řádech jednotek kiloampérů [3]. Teplota v nově vytvořeném kanálu vůdčího výboje se pohybuje okolo 20 000 K [12].

Co se týče rychlosti šíření vůdčího výboje, mohou nás zajímat dvě různé rychlosti: rychlost, kterou se vytváří jednotlivé kroky a rychlost šíření celého vůdčího výboje k zemi. Rychlost vytváření jednotlivých kroků může dosahovat až hodnot okolo 10^8 m/s [13]. Vzhledem k časovým prodlevám mezi jednotlivými kroky je rychlost šíření celého vůdčího výboje nižší, činí přibližně $3 \cdot 10^5 \text{ m/s}$ [14]. Nicméně, pozemní i satelitní měření bouřek v zimním období ukázala, že rychlost šíření vůdčího výboje je závislá na množství a druhu srážkových částic obsažených v bouřkovém oblaku. Vyšší procento ledových krystalků oproti vodním částečkám může způsobit velmi silné elektromagnetické pole, přičemž větší oblast s takto silným polem dá vzniku rychlejšímu vůdčímu výboji [15].



Obr. 1.6: Vznik vidlicovitého tvaru blesku. Z části podle [3].

Zpětný výboj

Po spojení cest vůdčího a vstřícného výboje se vytvoří vodivý kanál mezi oblakem a zemí, kterým se začne směrem vzhůru šířit elektrický proud o velikosti desítek až stovek kiloampérů. Tento děj, jenž je nejjasnější částí bleskového výboje, nazýváme zpětným výbojem.

Během tohoto děje v podstatě dochází k neutralizaci vodivého kanálu, v němž se předtím díky vůdčímu výboji nacházel záporný náboj z oblaku. Zpětný výboj se tedy pohybuje směrem nahoru, a to rychlostí přibližně 10^8 m/s, kdežto elektrony míří k zemi [16]. Během fáze zpětného výboje je na zemský povrch přiveden náboj o velikosti asi 5 C. Rychlý tok elektronů směrem k zemi generuje elektrický proud kanálem o hodnotách průměrně 30 kA, v některých případech však proud dosahuje až 200 kA a více [17].

Při zpětném výboji dochází během několika málo mikrosekund k zahřátí vodivého kanálu elektrickým proudem na velmi vysokou teplotu, která činí přibližně 30 000 K [18]. Extrémně rychlé zahřátí kanálu způsobí jeho rozepnutí, a to tak velkou silou, jenž dá vznik rázové vlně. Tato rázová vlna se pak projevuje akustickým třeskem, kterému říkáme hrom.



Obr. 1.7: Fotografie vidlicovitého blesku (Převzato z [19])

Celá fáze zpětného výboje trvá řádově stovky mikrosekund. Poté kanál přestane svítit, ale zůstává zahřátý na teplotu několik tisíc kelvinů po dobu několika desítek milisekund a protéká jím udržovací proud. U některých blesků je zpětný výboj konečnou fází vývoje, ovšem většinou tomu tak není. V těchto případech pak nastávají ještě další děje, které kromě následných zpětných výbojů zahrnují například další vůdčí výboje, často již postupující spojitě (*dart leader*), nikoli po krocích, dříve vytvořenou cestou [3]. Zpětnými výboji a následnými zpětnými výboji se podrobněji zabývá kapitola 1.6.

K a M změny

Přerozdělování náboje v bouřkovém oblaku v době mezi jednotlivými bleskovými výboji se projevuje změnami elektrického a magnetického pole mezi oblakem a zemí. Tento relativně pomalý proces doprovází malá, ale rychlá kolísání hodnot elektromagnetického pole, kterým říkáme K-změny [9].

Pojem M-změny užíváme pro změny elektrického pole, jež vedou k dočasnému zvýšení svítivosti bleskového kanálu, které pozorujeme po některých zpětných výbojích. M-změny zahrnují sestupný výboj (analogický k vůdčímu výboji) následovaný vzestupným výbojem (analogickým ke zpětnému výboji). Nicméně, oproti vůdčímu

a zpětnému výboji, zde nedochází k neutralizaci vodivého kanálu. Sestupný i vzestupný výboj přispívají k celkovému náboji tekoucímu kanálem přibližně rovnoměrně. Tento způsob přenosu náboje na zemský povrch, výrazně odlišný od vůdčího a zpětného výboje, je možný díky přítomnosti vodivého kanálu, jímž protéká udržovací proud. Jakmile M-změny dorazí k zemi, nevzniká již další zpětný výboj [20].

Následné zpětné výboje

Pokud je po prvním zpětném výboji v oblaku nashromážděn ještě dostatek elektrického náboje, může se dříve vytvořeným kanálem začít šířit další vůdčí výboj. Tento vůdčí výboj se již ale nepohybuje po krocích, jako tomu bylo u prvního vůdčího výboje. Jelikož vodivý kanál vytvořený prvním zpětným výbojem zůstal zahřátý na stále vysokou teplotu, je pro další vůdčí výboj mnohem snazší se touto cestou šířit, a může se tedy pohybovat spojitě.

V momentě, kdy tento vůdčí výboj dorazí k zemi, začíná tzv. následný zpětný výboj. Mechanismus přenosu náboje je stejný jako u prvního zpětného výboje. Proud tekoucí kanálem během následného zpětného výboje bývá nižší než při prvním zpětném výboji a dosahuje několika desítek kiloampérů. Jakmile následný zpětný výboj dorazí k oblaku, celý děj se může znovu opakovat — v oblaku mohou proběhnout K-změny a další vůdčí výboj se bude šířit opět stejným kanálem a povede k dalšímu následnému zpětnému výboji [3].

V některých případech si následný zpětný výboj vytvoří částečně nebo úplně novou cestu. Ty následné výboje, které si vytvoří novou cestu obvykle předchází vůdčí výboje pohybující se po krocích. Procento následných zpětných výbojů, jenž si vytvoří novou cestu se pohybuje okolo 37 % pro druhé zpětné výboje, zatímco pro v pořadí páté a další zpětné výboje je to 0 %. Tendence k vytvoření nového kanálu je tím vyšší, čím delší je doba mezi jednotlivými bleskovými výboji [9].

1.4.2 Kladné blesky

Kladné blesky oblak-země přenáší kladný náboj z oblaku do země. Stejně jako v případě záporných blesků oblak-země, nejprve probíhá iniciační fáze, která dá vznik obousměrnému vůdčímu výboji. Tentokrát se ale záporná část tohoto výboje šíří do kladného nábojového centra, zatímco druhá část přenáší kladný náboj směrem k zemi. Obvykle tyto blesky vznikají tehdy, je-li centrum kladného náboje působením větru vychýleno do strany oproti zápornému centru. Díky tomu nedojde k interakci vůdčího výboje se záporným nábojovým centrem, jež by vedla ke vzniku blesku typu oblak-oblak. Kladný vůdčí výboj se na rozdíl od záporného pohybuje k zemi spojitě. V momentě, kdy se vůdčí výboj přiblíží k zemi začne se od něja-kého vyvýšeného předmětu na zemském povrchu šířit záporný vstřícný výboj. Tento vstřícný výboj může postupovat po krocích stejně, jako je tomu zvykem u záporného vůdčího výboje. Jakmile se cesty kladného vůdčího výboje a záporného vstřícného výboje spojí, nastává fáze zpětného výboje, jehož průběh je totožný s průběhem záporného zpětného výboje [3]. Proudy vodivým kanálem kladného zpětného výboje

bývají obvykle vyšší, v některých případech přesahují i 300 kA [21]. Na rozdíl od záporných blesků, kladné blesky zřídkakdy obsahují následné zpětné výboje. Výskyt kladných blesků je méně častý¹, avšak bývá doprovázen dalšími zajímavými úkazy jako jsou například tzv. nadoblačné blesky² [9].

1.5 Iniciační fáze

Stručný popis iniciační fáze najdeme v kapitole 1.4.1. Jak jsme se mohli v této kapitole dočíst, iniciační fáze probíhá v oblaku na počátku vývoje bleskového výboje. Pomocí senzorů zaznamenávajících změny elektromagnetického pole můžeme detekovat sled pulzů, obvykle trvající do několika milisekund. Tyto pulzy pozorujeme pouze před prvním zpětným výbojem. Na jejich vlastnosti mohou mít vliv geografické podmínky, stádium vývoje bouřkového oblaku a hlavně typ bouřky [9].

Iniciační pulzy jsou typicky bipolární s počáteční polaritou odpovídající polaritě nadcházejícího prvního zpětného výboje. Nicméně, Baharudin a jeho kolegové [22] pozorovali u 9% blesků v Malajsii polaritu největšího iniciačního pulzu opačnou k polaritě prvního zpětného výboje. Amplituda největšího iniciačního pulzu bývá přibližně poloviční vzhledem k amplitudě prvního zpětného výboje, ale není to pravidlem. Gomes a jeho kolegové [23] naměřili ve Švédsku vysoké procento blesků, kde amplituda největšího iniciačního pulzu převyšovala amplitudu prvního zpětného výboje.

Marshall a jeho kolegové zaznamenali při měření v Rakousku, na Floridě a v Jižní Dakotě celkem 198 blesků typu oblak-země. 5–10 % iniciačních pulzů bylo zaznamenáno více než 100 ms před prvním zpětným výbojem [24]. Nicméně, typický výskyt iniciačních pulzů bývá v rozmezí přibližně 2–58 ms před prvním zpětným výbojem [25]. Tato pozorování mohou vysvětlovat, proč v některých studiích je procentuální výskyt iniciačních pulzů v blescích typu oblak-země menší než 100 %.

Roku 2013 publikovali Wu a jeho spolupracovníci [26] práci týkající se měření iniciačních pulzů blesků typu oblak-země v zimních bouřkách v regionu Hokuriku v Japonsku. Podle jejich měření je doba trvání jednoho sledu pulzů přibližně 1 ms a interval mezi iniciačními pulzy a prvním zpětným výbojem záporného blesku se pohybuje v průměru od 1, 3 ms do 5, 4 ms. U kladných blesků je tento interval delší než u blesků záporných a poměr amplitudy jejich největšího iniciačního pulzu k amplitudě prvního zpětného výboje je zase mnohem menší.

 $^{^1\}mathrm{P}$ řibližně 10 % z celkového počtu blesků typu oblak-země.

²Přechodné světelné úkazy (*Transient Luminous Events, TLEs*) neboli nadoblačné blesky jsou optické úkazy přímo spojené s bouřkovou aktivitou a vyskytující se v oblastech mezi vršky bouřkových oblaků a spodní vrstvou ionosféry (60–90 km). Mezi nadoblačné blesky patří například červení skřítci (*red sprites*), hala, modří spouštěči (*blue starters*), modré výtrysky (*blue jets*), obří výtrysky (*gigantic jets*) či elfové (*elves*) [5].

1.6 Zpětný výboj

Základní informace o zpětném výboji a následných zpětných výbojích nalezneme v kapitole 1.4.1. Po přečtení této kapitoly zjistíme, že zpětný výboj je nejjasnější a nejnápadnější částí bleskového výboje a vzniká tehdy, dojde-li ke spojení cest vůdčího a vstřícného výboje. Experimentální data, týkající se zpětných výbojů můžeme rozdělit do čtyř kategorií: 1) parametry získané z měření elektrických proudů, 2)změny jasnosti v rámci kanálu, 3) teplota, tlak a elektronová hustota v ionizovaném bleskovém kanálu, 4) změny elektrického a magnetického pole [9]. Jelikož se tato práce zabývá změnami magnetického pole, zaměříme se zde na poslední kategorii.

Měření vertikálního elektrického a horizontálního magnetického pole jsou nejvíce častá. U velmi blízkých zpětných výbojů¹ obsahují záznamy elektrického pole navíc elektrostatickou složku a záznamy magnetického pole induktivní složku. Elektrická a magnetická pole vzdálených blesků obsahují pouze radiační složku a jejich záznamy jsou v podstatě stejné [9]. Na měření radiační složky pole jsou založeny detekční sítě, které jednak určují z vícebodového měření polohu a jednak z naměřené amplitudy zpětného výboje odhadují špičkový proud.

Pédeboy a kolegové při měření ve Francii zjistili, že během zimního období je většina bleskové aktivity lokalizovaná na pobřeží Atlantického oceánu, Lamanšského průlivu a Středozemního moře, kdežto v létě se bouřky vyvíjejí spíše nad pevninou. Zjistili také nárůst průměrného špičkového proudu zpětným výbojem v zimním období oproti letnímu [27]. Měření na jihovýchodním pobřeží USA ukázala, že většina detekovaných záporných zpětných výbojů, které měly velikost špičkového proudu větší než 75 kA, se vyskytovala nad oceánem, přičemž nad pobřežím byl průměrný špičkový proud přibližně 27 kA. Za tento jev by mohla být zodpovědná vysoká vodivost slané vody. Nicméně zpětné výboje s proudem vyšším než 75 kA byly přítomny i nad pobřežím [28].

¹Velmi blízkými blesky rozumíme blesky ve vzdálenostech maximálně několika kilometrů od měřícího zařízení.

Kapitola 2

Naměřená data a jejich zpracování

2.1 Měřící aparatura

Měření probíhá na pozemní stanici Ersa na severu ostrova Korsika (Francie) ve spolupráci s Laboratoire d'Aérologie OMP/CNRS/UPS Tolouse v rámci projektu SOLID-PREVALS (*Space-based Optical LIghtning Detection - PREparation*, *VALidation and Support*). Součástí použité měřící aparatury je anténa typu SLA-VIA (*Shielded Loop Antenna with Versatile Integrated Amplifier*) a pozemní verze širokopásmového analyzátoru vytvořeného pro projekt TARANIS¹.

Anténa SLAVIA měří východo-západní složku změn magnetického pole. Je to magnetická smyčka obdélníkového tvaru, o ploše asi $0, 25 \text{ m}^2$. Napětí na výstupu antény je tedy úměrné časové změně magnetické indukce.

K anténě je připojen širokospektrální analyzátor BLESKA, který měří v rozsahu frekvencí od 5 kHz do 37 MHz. Přístroj je kopií vlnového analyzátoru IME-HF, který byl vyvinut na Ústavu fyziky atmosféry, AV ČR pro projekt TARANIS. Funkcí analyzátoru BLESKA je rychlé digitální zpracování analogových signálů z předzesilovače (viz kapitola 2.1.1), jeho vzorkovací frekvence je 80 MHz [29].

Celé měření, ukládání dat a jejich přenos do Prahy řídí řídící počítač. Autobaterie zajišťuje napájení systému v případě výpadku proudu. Informace o čase prvního vzorku je přidávána do dat pomocí systému GPS.

Naměřená data jsou ke stažení na webových stránkách Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd (http://bleska.ufa.cas.cz/).

2.1.1 Anténa SLAVIA

Anténa je sestavena z plastových odpadních trubek, měděného drátu a pásky. Měděná páska obalující stěny trubek tvoří vnější vodič o poloměru 25 mm. Měděný drát o poloměru 0,89 mm tvoří vnitřní vodič a je upevněný uvnitř trubek přesně uprostřed [9]. Fotografii antény můžeme vidět na obrázku 2.1.

¹Družice TARANIS (*Tool for the Analysis of Radiation from lightNIng and Sprites*) bude obíhat okolo Země ve výšce 700 km nad povrchem a jejím hlavním cílem bude studium nadoblačných blesků a pozemních gama záblesků. Vypuštění družice je plánováno na rok 2020.

Anténa funguje dobře až do 50 MHz, a tak je vhodná pro pozorování submikrosekundových změn magnetického pole, vyzařovaných bleskovými výboji malých měřítek. Součástí antény je integrovaný předzesilovač, jenž umožňuje zesílit signály vyzařované bleskovými výboji malých měřítek, jako jsou například iniciační pulzy, až 220
krát. Maximální citlivost záznamového systému je 6 nT/s
/ \sqrt{Hz} .



Obr. 2.1: Anténa SLAVIA.

2.2 Zpracování naměřených dat

Naměřené úseky vlnové formy změn magnetického pole jsou dlouhé 208 ms. Všechny tyto úseky byly numericky zintegrovány.

V rámci práce byla vizuálně zkontrolována data zaznamenaná anténou od září 2015 do prosince 2015. Úkolem bylo v těchto záznamech nacházet význačné části bleskových výbojů, a to sekvence iniciačních pulzů a zpětné výboje. Typický tvar iniciačních pulzů a pulzu zpětného výboje můžeme vidět na obrázku 2.2.

Pro každý zpětný výboj, který předcházely iniciační pulzy, byly z časových průběhů magnetického pole odečteny vyznačené parametry — tedy amplituda A_{PB} největšího pulzu iniciační fáze, amplituda A_{RS} pulzu zpětného výboje a vzdálenost Tpeaku prvního rozpoznatelného (větší než 0.5 nT) pulzu iniciační fáze a prvního pulzu zpětného výboje. Ke každému pulzu zpětného výboje nalezenému v těchto záznamech vlnových forem byla v případě časové shody záznamů přiřazena navíc data poskytnutá detekční sítí Météorage.



Obr. 2.2: Typický tvar iniciačních pulzů a pulzu zpětného výboje v časovém průběhu magnetického pole. Na obrázku jsou modře vyznačené parametry, které byly pro jednotlivé iniciační pulzy a pulzy zpětných výbojů z dat odčítány.

2.3 Detekční síť Météorage

Informace o poloze, polaritě a velikosti špičkového proudu pro část detekovaných zpětných výbojů jsme získali od francouzské detekční sítě Météorage. Tato se skládá z 19 pozemních senzorů LS7002 (od firmy Vaisala) rozmístěných napříč Francií a Korsikou a přispívá k evropské detekční síti EUCLID (*EUropean Cooperation* for LIghtning Detection) [30].

K určení polohy zaznamenaného výboje je třeba alespoň čtyř sensorů. Medián přesnosti určení polohy daného výboje je přibližně 250 m, pro výboje uvnitř sítě je to 150 m. Dosah každého sensoru je přibližně 625 km [31].

K určení velikosti a polarity špičkového proudu se využívá model zpětného výboje (tzv. *Transmission Line Model*), vyjadřující hodnotu pole vyzařovaného vertikální anténou jako funkci proudu jí protékajícím a vzdálenosti antény od měřícího přístroje [32, 33]. Přesnost určení velikosti špičkového proudu se pohybuje okolo 18 % [30].

Kapitola 3

Výsledky

V rámci práce bylo zanalyzováno přes 600 bleskových výbojů detekovaných nad Korsikou od září 2015 do prosince 2015. Naměřené hodnoty parametrů dle obr. 2.2 pro všechny tyto výboje byly zpracovány ve formě histogramů (viz obr. 3.1, 3.2) a dále jsou popsány v kapitole 3.1.

Na základě časové shody naměřených vlnových forem magnetického pole a dat z detekční sítě Météorage byla navíc k 209 z celkových 655 detekovaných bleskových výbojů přiřazena data s informacemi o poloze, polaritě a velikosti špičkového proudu těchto zpětných výbojů. Tyto informace byly dále graficky zpracovány (viz obr. 3.4, 3.3, 3.5, 3.6) a jsou popsány v kapitole 3.2.

Diskuze výsledků a porovnání s předešlými měřeními je k nalezení v kapitole 4.

3.1 Všechny detekované bleskové výboje

Histogram časové prodlevy T můžeme vidět obr. 3.1. Doba T mezi prvním rozpoznatelným iniciačním pulzem a následujícím zpětným výbojem se pohybuje v rozmezí od 1 ms do 170 ms. Střední hodnota doby T je $\langle T \rangle \doteq 11$ ms a medián je $\operatorname{med}(T) \doteq 4$ ms. Z obr. 3.1 také můžeme vidět, že pro valnou část bleskových výbojů byla doba T menší než 10 ms.

V drtivé většině případů byla také amplituda největšího iniciačního pulzu A_{PB} menší než amplituda odpovídajícího pulzu zpětného výboje A_{RS} – toto můžeme vidět na obr. 3.2 jako případy, kdy poměr A_{PB}/A_{RS} je menší než 1. Avšak ve čtyřech případech byla amplituda největšího iniciačního pulzu A_{PB} deset a vícekrát větší, nežli amplituda odpovídajícího pulzu zpětného výboje A_{RS} . Střední hodnota poměru A_{PB}/A_{RS} je $\langle A_{PB}/A_{RS} \rangle \doteq 0.8$ a medián med $(A_{PB}/A_{RS}) \doteq 0.3$.



Obr. 3.1: Histogram časové prodlevy Tmezi prvním rozpoznatelným iniciačním pulzem a následujícím zpětným výbojem.



Obr. 3.2: Histogram poměru amplitud největšího iniciačního pulzu A_{PB} a odpovídajícího pulzu zpětného výboje $A_{RS}.$

3.2 Bleskové výboje s přidanými daty od detekční sítě Météorage

Z 209 bleskových výbojů, ke kterým jsme získali data z detekční sítě Météorage, byla větší část lokalizována nad pevninou poblíž pobřeží (viz obr. 3.4) a co se týče polarity, celkem 180 blesků bylo záporných a 29 kladných. V rámci této práce nebyla v celkové statistice uvažována polarita blesků. Dále je zde rozebírána pouze velikost proudu a její závislost na ostatních parametrech. V diplomové práci již budeme studovat kladné a záporné blesky odděleně.

Při pohledu na obr. 3.4 také vidíme, že pro tyto bleskové výboje není viditelná žádná spojitost velikosti špičkového proudu $|I_{RS}|$ s místem výskytu – silné i slabé bleskové výboje byly detekovány jak nad pevninou, tak nad oceánem.

Hodnoty velikosti špičkového proudu $|I_{RS}|$ se pohybují v rozmezí jednotek kA až po 380 kA, kde o něco častější byly hodnoty pod 100 kA. Nicméně nemalá část zpětných výbojů měla $|I_{RS}|$ větší nebo rovno 100 kA a ve dvou případech dokonce větší než 300kA (viz obr. 3.3). Střední hodnota velikosti špičkového proudu $|I_{RS}|$ je $\langle |I_{RS}| \rangle \doteq 94$ kA a medián med $(|I_{RS}|) \doteq 76$ kA.



Obr. 3.3: Histogram velikosti špičkového proudu zpětným výbojem $|I_{RS}|$.



Obr. 3.4: Mapa výskytu bleskových výbojů detekovaných pozemní stanicí Ersa.

V obr. 3.5 a 3.6 není patrná významná závislost poměru A_{PB}/A_{RS} a doby T na velikosti špičkového proudu $|I_{RS}|$. Vidíme však, že pro zpětné výboje s $|I_{RS}|$ větší než 110 kA byla amplituda největšího iniciačního pulzu A_{PB} vždy menší než amplituda odpovídajícího pulzu zpětného výboje A_{RS} – to můžeme vyčíst z obr. 3.5. Podobně také pro zpětné výboje s hodnotou $|I_{RS}|$ větší než 210 kA byla vždy časová prodleva T mezi prvním rozpoznatelným iniciačním pulzem a následujícím zpětným výbojem kratší než 5 ms (viz obr. 3.6).



Obr. 3.5: Závislost poměru amplitud největšího iniciačního pulzu A_{PB} a odpovídajícího pulzu zpětného výboje A_{RS} na velikosti špičkového proudu zpětným výbojem $|I_{RS}|$.



Obr. 3.6: Závislost časové prodlevy T mezi prvním rozpoznatelným iniciačním pulzem a následujícím zpětným výbojem na velikosti špičkového proudu zpětným výbojem $|I_{RS}|$.

Kapitola 4

Diskuze

Zpracovaná data obsahují celkem 655 bleskových výbojů zaznamenaných nad Korsikou v období od září 2015 do prosince 2015.

Casová prodleva T mezi prvním rozpoznatelným iniciačním pulzem a následujícím zpětným výbojem nezávisle na polaritě výboje se pohybuje v rozmezí od 1 ms do 170 ms se střední hodnotou $\langle T \rangle \doteq 11$ ms a mediánem med $(T) \doteq 4$ ms (viz obr. 3.1). Tyto výsledky jsou srovnatelné s měřeními provedenými na Srí Lance ($\langle T \rangle \doteq 11,9$ ms) nebo ve Švédsku ($\langle T \rangle \doteq 13,8$ ms) [24], avšak střední hodnota $\langle T \rangle$ získaná tímto měřením je příbližně čtyřikrát delší než ta, kterou obdržel Ismail a jeho kolegové při měření letních bouřek ve Švédsku [34].

U většiny výbojů je amplituda největšího iniciačního pulzu A_{PB} menší než amplituda odpovídajícího zpětného výboje A_{RS} . Střední hodnota poměru těchto dvou amplitud je $\langle A_{PB}/A_{RS} \rangle \doteq 0.8$ a medián med $(A_{PB}/A_{RS}) \doteq 0.3$. V několika případech se však objevily výboje s amplitudou největšího iniciačního pulzu A_{PB} více než desetkrát větší než amplituda odpovídajícího zpětného výboje A_{RS} (viz obr. 3.2). V dřívějších pracích bývá nejčastěji uváděný poměr amplitud největšího iniciačního pulzu a prvního zpětného výboje přibližně 0,5 [9, 34]. Nicméně střední hodnota $\langle A_{PB}/A_{RS} \rangle$ je asi čtyřikrát větší než pro dříve naměřené hodnoty z bouřek zimního typu v jižní Francii v létě 2014 [25]. Tento rozdíl je však očekávatelný, jelikož záporná nábojová centra v bouřkách zimního typu jsou silnější a dají tak vzniku silnějším zpětným výbojům. Gomes a kol. [23] navíc naměřili vysoké procento blesků s amplitudou největšího iniciačního pulzu převyšující amplitudu prvního zpětného výboje. Tento jev vysvětlili pravděpodobnou přítomností silného dolního centra kladného náboje v oblaku, které mohlo způsobit zeslabení daného zpětného výboje při jeho průchodu oblakem. Tohle vysvětlení by mohlo objasňovat i nemalý podíl blesků (příbližně 100) s poměrem $(A_{PB}/A_{RS}) > 1$ v našem měření.

V rámci práce bylo navíc přiřazeno 209 vlnových forem magnetického pole z bleskových výbojů k datům z detekční sítě Météorage. Tímto jsme pro tyto výboje získali navíc informace o poloze, polaritě a velikosti špičkového proudu zpětným výbojem.

Většina výbojů byla detekována nad pevninou v blízkosti pobřeží (viz obr. 3.4), což se shoduje s měřením ve Francii, kde Pédeboy a kolegové detekovali během zimního období většinový výskyt blesků zejména nad pobřežím [27]. To je pravděpodobně způsobeno většími teplotními rozdíly mezi pevninou a oceánem, a tím lepšími podmínkami pro vznik stoupavých vzdušných proudů, díky kterým dochází k tvorbě bouřkových oblaků. Závislost velikosti špičkového proudu a místa výskytu blesku jsme však narozdíl od Saida a kol. [28] v našem měření nezaznamenali.

Bylo zaznamenáno celkem 180 záporných a 29 kladných zpětných výbojů. Hodnoty velikosti proudu zpětným výbojem se pohybují od jednotek kA až po 380 kA se střední hodnotou velikosti proudu $\langle |I_{RS}| \rangle \doteq 94$ kA a mediánem med $(|I_{RS}|) \doteq 76$ kA (viz obr. 3.3). Pro zpětné výboje s $|I_{RS}|$ větší než 110 kA byla amplituda největšího iniciačního pulzu A_{PB} vždy menší než amplituda odpovídajícího pulzu zpětného výboje A_{RS} (viz obr. 3.5). Podobně pro zpětné výboje s hodnotou $|I_{RS}|$ větší než 210 kA byla časová prodleva T mezi prvním rozpoznatelným iniciačním pulzem a následujícím zpětným výbojem vždy kratší než 5 ms (viz obr. 3.6). Tyto silné blesky vznikající v silných nábojových centrech tak vedou k silným magnetickým polím generovaným zpětným výbojem a krátkému času mezi vznikem výboje a jeho úderem do země.

V rámci této práce nebyla v celkové statistice uvažována polarita blesků. Rozebírána je zde pouze velikost proudu a její závislost na ostatních parametrech. V diplomové práci již budeme studovat kladné a záporné blesky odděleně.

Kapitola 5

Závěr

V rámci této práce jsem zpracovala data zaznamenaná zařízením Ústavu fyziky atmosféry AV ČR umístěným na severním cípu ostrova Korsika v období od září 2015 do prosince 2015. Analýzou těchto dat jsem získala informace o vlastnostech iniciačních pulzů a pulzů zpětných výbojů pro celkem 655 bleskových výbojů.

Určila jsem časovou prodlevu mezi prvním rozpoznatelným iniciačním pulsem a následujícím zpětným výbojem pro všechny bleskové výboje (viz obr. 3.1), přičemž průměrná doba této prodlevy byla přibližně 11 ms a medián 4 ms. Pro každý nalezený případ jsem také určila poměr amplitud největšího iniciačního pulsu a pulsu zpětného výboje (viz obr. 3.2), kde střední hodnota byla přibližně 0,8 a medián 0,3.

Pro 209 bleskových výbojů jsem analyzovala vlastnosti nalezených iniciačních pulzů a zpětných výbojů detailněji, a to díky využití informací získaných od francouzské detekční sítě Météorage. Pro tyto výboje tak byly k dispozici navíc informace o poloze, polaritě a velikosti proudu zpětným výbojem, a to na základě časové shody s daty ze zařízení Ústavu fyziky atmosféry AV ČR.

Za pomoci těchto přidaných dat jsem vytvořila mapu výskytu detekovaných bleskových výbojů a zjistila, že většina blesků se vyskytovala nad pevninou a v blízkosti pobřeží (viz obr. 3.4). Ke všem těmto 209 bleskovým výbojům jsem nalezla jejich polaritu a velikost špičkového proudu zpětným výbojem (viz obr. 3.3). Zaznamenáno bylo celkem 180 záporných a 29 kladných zpětných výbojů a průměrná hodnota velikosti špičkového proudu byla přibližně 94 kA a medián přibližně 76 kA. Zjistila jsem navíc, že v případě zpětných výbojů s vysokými proudy byla vždy amplituda největšího iniciačního pulsu menší než amplituda pulsu zpětného výboje (pro $|I_{RS}|$ větší než 110 kA) a tyto blesky byly velmi rychlé (tzn. T kratší než 5 ms, pro $|I_{RS}|$ větší než 210 kA).

Bibliografie

- 1. BEDNÁŘ, J. Meteorologie: [úvod do studia dějů v zemské atmosféře]. Praha: Portál, 2003. ISBN 80-7178-653-5 (cit. na s. 8, 10).
- www.observatory.cz, [online]. 27.7.2019 [cit. 2019-07-27]. Dostupné z: http: //www.observatory.cz/news/gama-zablesky-a-rentgenove-zareni-pribourkach.html (cit. na s. 8).
- COORAY, V. An introduction to lightning. New York: Springer, 2014. ISBN 9789401789370 (cit. na s. 9–11, 14–17).
- 4. BEDNÁŘ, J. Pozoruhodné jevy v atmosféře: atmosférická optika, akustika a elektřina. Praha: Academia, 1989. ISBN 80-200-0054-2 (cit. na s. 9).
- KOLMAŠOVÁ, I. *Blýská se.*.. Pokroky matematiky, fyziky a astronomie 60.2, 2015. ISBN 123-132 (cit. na s. 10, 11, 18).
- STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorms convective regions: 3. Synthesis. J. Geophys. Res. 103, 1998. ISBN 14097-14108 (cit. na s. 10, 11).
- MARSHALL, T. C.; MCCARTHY, M. P.; RUST, W. D. Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. J. Geophys. Res. 100, 1995. ISBN 7097-7103 (cit. na s. 11).
- 8. www.aldebaran.cz, [online]. 27.7.20169 [cit. 2019-07-27]. Dostupné z: http: //www.aldebaran.cz/bulletin/2013_17_gur.php (cit. na s. 11).
- KOLMAŠOVÁ, I. Analysis of broadband electric and magnetic signals radiated from lightning discharges. Prague, 2013. ISBN Doctoral Thesis. Czech Technical University in Prague, Faculty of Electrical Engineering, Department of Physics. (Cit. na s. 12, 16–20, 28).
- RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. Lightning: physics and effects. New York: Cambridge University Press, 2003. ISBN 0521583276 (cit. na s. 13).
- MURPHY, M. J.; KRIDER, E. P. Lightning charge analyses in small Convection and Precipitation Electrification (CaPE) experiment storms. J. Geophys. Res. 101(D23), 1996. ISBN 29615-29626 (cit. na s. 14).
- ORVILLE, R. E. Spectrum of the stepped leader. J. Geophys. Res. 73, 1968. ISBN 6999-7008 (cit. na s. 14).

- WANG, D.; TAGAKI, N.; WATANABE, T.; RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. Observed leader and return stroke propagation characteristics in the bottom 400 m of rocket triggered lightning channel. J. Geophys. Res. 104, 1999. ISBN 14369-14376 (cit. na s. 14).
- SABA, M. M. F.; BALLAROTTI, M. G.; PINTO, O. Negative cloud-to-ground lightning properties from high-speed video observations. J. Geophys. Res. 111, 2006. ISBN D03101 (cit. na s. 14).
- HEAVNER, M. J.; SMOTH, D. A.; JACOBSON, A. R.; SHELDON, R. J. LF/VLF and VHF fast-stepped leader observations. J. Geophys. Res. 107, 2002. ISBN 4791, doi: 10.1029/2001JD001290 (cit. na s. 15).
- IDONE, V. P.; ORVILLE, R. Lightning return stroke velocities in the thunderstorm research program. New York: Springer, 1982. ISBN 4903-4916 (cit. na s. 15).
- BERGER, K.; ANDERSON, R. B.; KRÖNINGER, H. Parameters of lightning flashes. Electra 40, 1975. ISBN 101-119 (cit. na s. 15).
- 18. ORVILLE, R. E. A high speed time resolved spectroscopic study of the lightning return stroke, Parts 1,2,3. J. Atmos. Sci. 25, 1968. ISBN 827-856 (cit. na s. 15).
- 19. www.nasa.gov, [online]. 27.7.2019 [cit. 2019-07-27]. Dostupné z: http://www.nasa.gov/centers/goddard/images/content/93898main_strikes.jpg (cit. na s. 16).
- RAKOV, V. A.; THOTTAPPILLIL, R.; UMAN, M. A. Mechanism of the lightning M component. J. Geophys. Res. 100 (D12), 1995. ISBN 25701-25710 (cit. na s. 17).
- RAKOV, V. A. A Review of Positive and Bipolar Lightning Discharges. Bulletin of the American Meteorological Society 84.6, 2003. ISBN 767-76 (cit. na s. 18).
- BAHARUDIN, Z. A.; AHMAD, N. A.; FERNANDO, M.; COORAY, V. Comparative study on preliminary breakdown pulse trains observed in Malaysia and Florida. 30^th International Conference on Lightning Protection ICLP2010, 2010 (cit. na s. 18).
- GOMES, Ch.; COORAY, V.; JAYARATNE, Ch. Comparison of preliminary breakdown pulses observed in Sweden and Sri Lanka. J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 60, 1998. ISBN 975-979 (cit. na s. 18, 28).
- MARSHALL, T.; SCHULZ, W.; KARUNARATHNA, N.; KURANARTHNE, S.; STOLZENBURG, M.; VERGEINER, C.; WARNER, T. On the Percentage of Lightning Flashes That Begin with Initial Breakdown Pulses. J. Geophys. Res.: Atmospheres 119.2, 2014. ISBN 445-60 (cit. na s. 18, 28).
- KOLMAŠOVÁ, I.; SANTOLÍK, O.; FARGES, T.; RISON, W.; LÁN, R.; UH-LÍŘ, L. Properties of the unusually short pulse sequences occurring prior to the first strokes of negative cloud-to-ground lightning flashes. Geophys. Res. Lett., 41, 2014. ISBN 5316-5324, doi:10.1002/2014GL060913 (cit. na s. 18, 28).

- WU, T.; TAKAYANAGI, Y.; FUNAKI, T.; YOSHIDA, S.; USHIO, T.; KA-WASAKI, Z.; MORIMOTO, T.; SHIMIZU, M. Preliminary Breakdown Pulses of Cloud-to-ground Lightning in Winter Thunderstorms in Japan. J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 102, 2013. ISBN 91-98 (cit. na s. 18).
- 27. PÉDEBOY, S. Analysis of negative return stroke peak currents occurring in Ground Strike Points based on Lightning Locating System data. Conference paper, 2017. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/ 317259210_Analysis_of_negative_return_stroke_peak_currents_ occurring_in_Ground_Strike_Points_based_on_Lightning_Locating_ System_data (cit. na s. 19, 28).
- SAID, K.; COHEN, R.; MORRIS, S.; INAN, U. Highly intense lightning over the oceans: Estimated peak currents from global GLD360 observations. 2013. Dostupné z: https://doi.org/10.1002/jgrd.50508 (cit. na s. 19, 29).
- 29. okf.ufa.cas.cz, [online]. [online]. 27.7.2019 [cit. 2019-07-27]. Dostupné z: http: //okf.ufa.cas.cz (cit. na s. 20).
- KOLMAŠOVÁ, I. et al. Lightning initiation: Strong pulses of VHF radiation accompany preliminary breakdown. Scientific Reports, 2018. ISBN 2045-2322. Dostupné z: https://doi.org/10.1038/s41598-018-21972-z (cit. na s. 22).
- 31. ERDMANN, F.; DEFER, E.; CAUMONT, O.; BLAKESLEE, R. J.; PÉDE-BOY, S.; COQUILLAT, S. Concurrent Satellite and ground-based Lightning Observations from the Optical Lightning Imaging Sensor (ISS-LIS), the LF network Meteorage and the SAETTA LMA in the northwestern Mediterranean region. Atmos. Meas. Tech. Discuss., in review, 2019. Dostupné z: https://doi.org/10.5194/amt-2019-149 (cit. na s. 22).
- UMAN, M. A.; MCLAIN, D. K. Magnetic field of the Lightning Return Stroke. J. Geophys. Res. Vol. 74, 1969 (cit. na s. 22).
- 33. MÉTÉORAGE. NOTE TECHNIQUE: Principe de calcul de l'intensité crete du courant d'arc. https://cmstest.meteorage.com/, [online]. [online]. 27.7.2019 [cit. 2019-07-27]. Dostupné z: https://cmstest.meteorage.com/resources/ technical-notes (cit. na s. 22).
- ISMAIL, M. M.; RAHMAN, M.; COORAY, V.; SHARMA, S.; HETTIARA-CHCHI, P.; JOHARI, D. Electric Field Signatures in Wideband, 3 MHz and 30 MHz of Negative Ground Flashes Pertinent to Swedish Thunderstorms. 2015, 6, 1904–1925. Dostupné z DOI: 10.3390/atmos6121837 (cit. na s. 28).