

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
katedra fyzické geografie a geoekologie



Problematika simulace a předpovědí teplot s ohledem na její další využití

Bakalářská práce

Zpracoval: Jiří Juda

Vedoucí práce: Mgr. Jan Daňhelka, Ph.D.

Praha, srpen 2006

Prohlášení:

Prohlašuji, že předkládanou bakalářskou práci jsem zpracoval samostatně, a že použité zdroje z cizích prací jsou řádně citovány.

V Praze
Srpen, 2006

Jiří JUDA

OBSAH

1	ÚVOD	4
1.1	Cíl	4
2	FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ČESKÉ REPUBLIKY Z HLEDISKA TEPLoty VZDUCHU A JEJÍHO OVLIVNĚNÍ	6
2.1	Reliéf	6
2.1.1	Vývoj reliéfu ČR	6
2.1.1.1	Hercynský systém	7
2.1.1.2	Alpsko-Himálajský systém	8
2.1.1.3	Vliv vodstva	9
2.2	Klima	9
2.2.1	Vymezení klimatických regionů	10
2.2.2	Antropogenní ovlivnění klimatu	11
2.2.3	Vliv cyklonální činnosti na oceanitu/kontinentalitu klimatu	11
2.3	Teplota vzduchu v České republice	13
2.3.1	Teplota a nadmořská výška	13
2.3.2	Vývoj teplot vzduchu v České republice	16
2.4	Vodní plochy	17
2.5	Evapotranspirace	18
2.5.1	Stanovení evapotranspirace	19
2.6	Půda	22
3	NUMERICKÁ PŘEDPOVĚĎ TEPLoty A JEJÍ NEJISTOTA	24
3.1	Atmosféra z pohledu předpovědi počasí	24
3.2	Předpovědní metody	26
3.2.1	Metoda norské školy (synoptická)	26
3.2.2	Metoda numerického modelování	27
3.3	Vstupní data a jejich zpracování	29
3.4	Druhy předpovědí počasí	30
3.4.1	podle délky předstihu	30
3.4.2	Podle místa určení	32
3.4.3	Podle účelu využití	32
3.4.4	Podle zohlednění nejistoty	33

3.5	Produkty ansámblových předpovědních systémů .	34
3.5.1	Zpracování výstupů za účelem zjednodušení	34
3.5.2	Grafické výstupy ansámblových předpovědí	35
3.5.2.1	Ensemble means	35
3.5.2.2	Spaghetti plots	36
3.5.2.3	Plumes (vlečky)	37
3.5.2.4	Meteogramy	37
3.5.2.5	Mapy pravděpodobnosti	38
3.6	Modely využitelné pro numerickou předpověď v ČR .	39
3.6.1	Model ALADIN	39
3.6.2	Model Eta	40
3.6.3	Model HIRLAM	41
3.6.4	Model ECMWF	43
3.6.5	Model GFS	44
3.6.6	Model DWD	45
3.7	Nejistota vstupních dat .	46
3.8	Vyhodnocování úspěšnosti předpovědí teplot numerických modelů pro účely hydrologického modelování .	48
3.8.1	Identifikace chyby numerického modelu	51
4	ZÁVĚR	52
5	LITERATURA A DALŠÍ PODKLADY	53

1 ÚVOD

Zatímco na počátku lidstva byly vnímány změny počasí a teplot spíše jako reakce různých božstev, která tímto způsobem odměňovala dobré či špatné skutky našich předků, dnes již máme mnohem více vědomostí o tom, co a do jaké míry ovlivňuje změny stavu atmosféry na určitém místě. Jedním z hlavních faktorů v globálním hledisku je zeměpisná šířka, která určuje klima, z regionálního hlediska je velice důležitým faktorem kontinentalita, která se svým růstem eliminuje působení větrů vanoucích od moře, z lokálního hlediska pak teploty a počasí obecně výrazně ovlivňuje reliéf krajiny. Čím dál, tím více začíná do všech těchto sfér zasahovat i člověk. Ať už svým přímým působením v podobě různých velkých staveb ovlivňujících mikroklima (nádrže, města, elektrárny...), tak i nepřímo např. vypouštěním různých zplodin (CO_x , SO_x ...), či kácením tropických deštných pralesů a celkovou změnou využití krajiny (land use).

Dnes se používají k předpovídání počasí numerické předpovědní modely, které na základě zadaných dat naměřených v minulosti, simulují možný vývoj stavu atmosféry v budoucnosti. Rychlost a možnosti těchto modelů jsou mnohonásobně větší než možnosti lidské, i tak ovšem nejsou absolutně dokonalé a je třeba počítat s nepřesnostmi které ovlivňují celkový výsledek předpovědi. Meteorologické předpovědi jsou tak zatíženy různými nejistotami, které v současné době dokáže meteorologie pouze vyjádřit, nikoliv však odstranit.

1.1 Cíl

Cílem práce bude popsat a objasnit faktory ovlivňující teploty vzduchu (nejen) na našem území, popsat metody předpovídání počasí a numerické modely k nim sloužící.

Práce se zpočátku bude věnovat Fyzicko-geografické charakteristice České republiky z hlediska teploty vzduchu. Bude popsán reliéf České republiky a jeho vliv na rozložení teplot.

Dále bude popsáno klima České republiky, včetně vymezení klimatických regionů, a antropogenní ovlivnění klimatu. Pozornost zde bude věnována i vodním plochám, evapotranspiraci a půdě z hlediska jejich vlivu na teplotu vzduchu.

V další části práce bude popsána problematika numerických předpovědí teplot. Zde budou zmíněny různé druhy numerických předpovědí (z hlediska délky předstihu, místa určení, účelu využití atd.) včetně produktů předpovědních systémů.

Dále bude popsáno několik numerických modelů, jejichž předpovědi lze využít na území České republiky a nejistoty, které problematika předpovídání teplot přináší.

Tato práce, má také sloužit jako úvod k diplomové práci, jež se bude zabývat problematikou předpovědí teplot v povodí Labe z hlediska jejich využitelnosti v operativním hydrologickém modelování.

2 FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ČESKÉ REPUBLIKY **Z HLEDISKA TEPLoty VZDUCHU A JEJÍHO OVLIVNĚNÍ**

Teplota vzduchu není z mnoha důvodů na celé planetě Zemi všude stejná. Ovlivňuje ji celá řada faktorů a jevů, díky nimž byly v minulém století naměřeny jak extrémní kladné teploty v libyjské Azízi a mexickém San Luis Potosí (+58°C), tak také extrémní záporných teplot na výzkumné základně Vostok (-89,2°C) na Antarktidě (Kastner, 2004).

V této kapitole proto byla největší pozornost věnována především faktorům, které nejvíce ovlivňují míru a výskyt teplot vzduchu právě na území České republiky.

2.1 Reliéf

Jedním z nejdůležitějších faktorů ovlivňujících teploty na území České republiky je právě reliéf.

Česká republika má i přes své, v porovnání s ostatními státy světa, malé rozměry, poměrně složitou geologickou stavbu a různorodý reliéf. Ten vytváří nejen krajinný ráz, ale ovlivňuje i teplotní odlišnosti jednotlivých částí republiky.

2.1.1 Vývoj reliéfu ČR

Z hlediska geomorfologického členění se Česko nachází na území čtyř geomorfologických provincií (obr.č.2). Zdaleka největší rozsah z nich zaujímá Česká vysočina, která zabírá přibližně 75% území ČR (celé Čechy a západní část Moravy a Slezska až k Brnu a Ostravě). Jihovýchodní a východní část našeho území patří k Západním Karpatům. Zbylé dvě provincie zasahují na území České republiky pouze okrajově. Na jihovýchodě je to Západopanonská pánev tvořící Dolnomoravský úval, na severovýchodě Středoevropská nížina kterou vyplňuje Opavská Pahorkatina. Česká vysočina náleží z hlediska orografického cyklu vývoje do Hercynského

systemu. Západní Karpaty, Středoevropská nížina a Západopanonská pánev náleží do systému Alpsko-Himálajského (Votýpka, 1993).



Obrázek č.1 : Geomorfologické členění ČR (Herber, 2005)

2.1.1.1 Hercynský systém

Celé území České vysočiny prošlo v minulosti shodným geologickým vývojem. Již v prvohorách bylo hercynským vrásněním vyzdviženo v pohoří středohorského rázu. V pozdějších, geologicky klidnějších dobách bylo toto pohoří postupně erozně narušováno a denudováno. V druhohorách prošla Česká vysočina platformním vývojem a dostala charakter paroviny. V Juře a Křídě (mesozoikum) došlo k poklesům České vysočiny, v důsledku čehož byla její část zaplavena mořem. Moře zde zanechalo mocnou vrstvu sedimentů, čehož jsou důkazem až 700 m mocné vrstvy usazenin v severovýchodních Čechách (Demek, 1965). Koncem Křídě se v Evropě začalo projevovat Alpínské vrásnění, které mělo výrazný vliv na nynější vzhled horstev České vysočiny a její říční síť. Českou vysočinu samotné

vrásnění nezasáhlo, přesto mělo ve třetihorách výrazný vliv. V důsledku vrásnění a tlaků s ním spojených vznikly četné zlomy, podél kterých docházelo k pohybu zemských ker (horizontálně i vertikálně), hrástě, příkopy, ale především vznikly četné pánve (např. Budějovická, Třeboňská, Podkrušnohorská) a byla vyzdvižena dnešní "příhraniční" pohoří (např. Krušné hory, Šumava, Krkonoše, Jeseníky). To vše bylo doprovázeno sopečnou činností ve zlomových oblastech, jejímiž pozůstatky jsou Doupovské hory a České středohoří (Demek, 1965). Všechny tyto změny reliéfu měli také vliv na nové zformování povodí. Spolu s ostatními pohořími byl v česko-polském pohraničí v Jesenické oblasti vyzdvižen i Kralický Sněžník (1423 m n.m.), který se po zformování říční sítě stal uzlem oddělujícím úmoří Severního, Baltského a Černého moře (Votýpka, 1993).

2.1.1.2 Alpsko-Himálajský systém

Západní Karpaty, Středoevropská nížina a Západopanonská pánev byly vytvořeny systémem Alpsko-Himálajského horotvorného pochodu.

V období druhohor postihlo Evropu alpínské vrásnění, v jehož důsledku byly vyzdviženy Alpy a na ně navazující Karpaty. V období třetihor se na území dnešní východní části ČR vytvořila předhlubeň, která byla zaplavena mořem a kde docházelo k sedimentaci a vytváření flyše¹. Při pozdější fázi alpínského vrásnění byl tento flyš vyzdvižen a vytvořil tak pásmo vnějších Karpat (Demek, 1965). Tím vznikla pohoří jako Bílé Karpaty (Velká Javořina 970 m n.m.) na jihovýchodě Moravy, Javorníky (Javorník 1019 m n.m.) na západě a Moravskoslezské Beskydy (Lysá hora 1323 m n.m.) na severozápadě.

¹ Flyš = soustředění mořských usazenin, ve kterém se mnohonásobně střídají vrstvy břidlic (či jílovců) s vrstvami pískovce (flyš v užším smyslu) či vápence (vápencový flyš), slepence či brekcie (divoký flyš) apod.

2.1.1.3 Vliv vodstva

Domodelování povrchu České republiky pak proběhlo zejména říční sítí. Její výrazné změny a počátky současného systému odvodňování ČR souvisí s Alpínskými horotvornými pochody. Díky výzdvihu Šumavy přestal být Horní tok Vltavy přítokem Dunaje a stočil se do Jihočeských pánví, které byly v té době jezerem. Po jeho vyprázdnění Vltava pokračovala na sever, kde se spojila s Labem (Votýpka, 1993). Tento nový mohutný tok dokázal usměrnit menší toky směřující od západu na východ (Ohře, Bílina) a odváděl jejich vodu k severozápadu. Ve svrchním pliocénu (období cca před 2,6 až 1,8 miliony let) tak byla vytvořena hydrografická síť České republiky.

Vodní toky působí na reliéf krajiny především erozně. Důkazem toho mohou být četné říční terasy na Vltavě, ale i Labi a v menší míře i na ostatních tocích, které vznikaly zejména v době střídání glaciálů a interglaciálů, což se vyznačovalo výraznými změnami ve vodnosti řek (Balatka, Sládek, 1962).

S erozní činností řek souvisí také modelace údolní sítě.

Charakteristika údolí přitom ovlivňuje mikroklima, zejména vznik údolní inverze, která vzniká stékáním chladného vzduchu po svazích dolů. U dna údolí se pak vytváří vrstva studeného vzduchu, v níž mnohdy dochází ke kondenzaci vodní páry a vzniku mlhy. Ve vyšších výškách nad touto vrstvou bývá naopak tepleji a bez oblačnosti (Balatka, Sládek 1962).

2.2 Klima

Česká republika je vnitrozemským státem, ležícím uprostřed mírného pásu severní polokoule ve střední části Evropy. Její mírné klima se vyznačuje vzájemným pronikáním a míšením oceanických i kontinentálních vlivů. Je charakterizováno západním prouděním, intenzivní cyklonální činností, která způsobuje časté střídání vzduchových hmot a poměrně hojné srážky, a v neposlední řadě i orografií (Gardner a kol. 1995). Nížinné oblasti jsou převážně teplejší a sušší a horské oblasti chladnější a vlhčí. Pravidelně

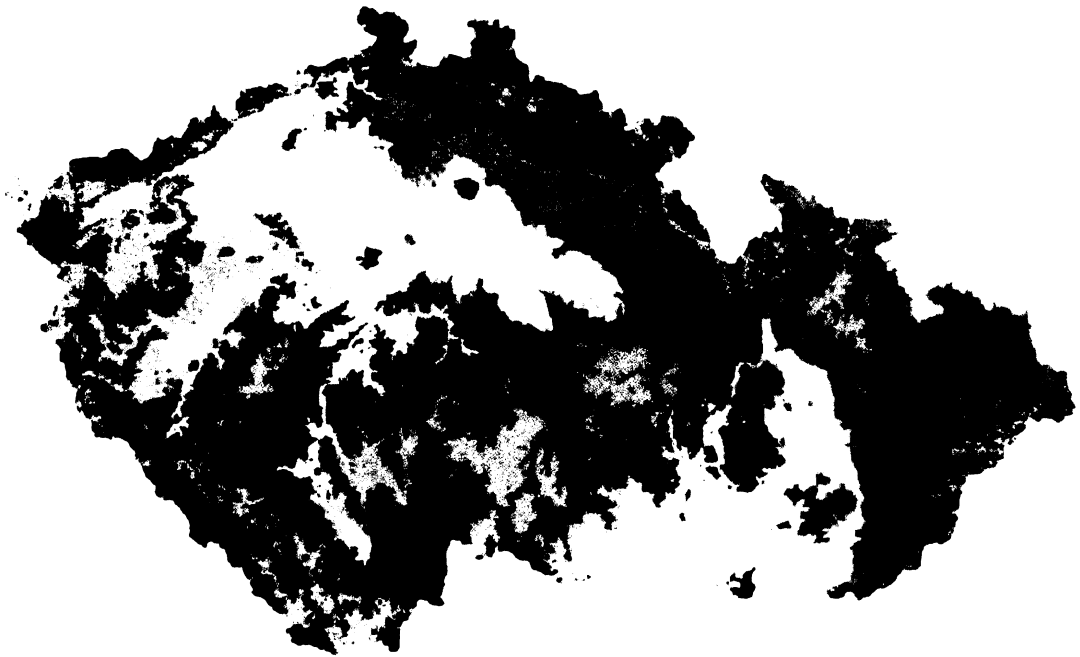
se zde střídají 4 roční období, nejstudenějším měsícem je z dlouhodobého hlediska leden, nejteplejším pak červenec.

2.2.1 Vymezení klimatických regionů ČR

V současné době nejmodernější vymezení klimatických regionů stanovil Moravec s Votýpkou v roce 1998. Jejich regionalizace klimatu ČR vychází z digitalizace dat naměřených na 85 klimatologických stanicích v letech 1961 až 1990. Na základě naměřených hodnot teplot vzduchu a množství srážek, včetně jejich trendů, a s přihlédnutím k morfometrickým charakteristikám sklonitosti, expozici, slunečnímu ozáření, a konvexnosti či konkávnosti prostorových jednotek reliéfu, rozčlenili území České republiky do deseti tříd podle průměrného počtu dní s teplotou vzduchu přesahující 10 °C, podle ročního úhrnu srážek nad 580 mm a do 580mm s obdobím beze srážek do/nad 22 dní (Moravec, Votýpka, 1998).

třída	barva	průměrný počet dní s teplotou 10°C a vyšší	průměrný roční úhrn srážek vyšší než 580 mm	průměrný roční úhrn srážek do 580 mm		příklad lokality
				s obdobím beze srážek více jak 22 dní	s obdobím beze srážek do 22 dní	
I	červená	178 a více		10 282 ha		J.Morava, Praha
II	oranžová	160 - 177	1 141 895 ha			V.Čechy, SV.Morava
III	žlutá			1 800 032 ha		Polabí, J.Morava
IV	modrá				7 785 ha	V.Čechy
V	tmavá zelená	142-159	2 932 874 ha			J.+ SV.Čechy, Vysočina
VI	světlá zelená			574 898 ha		Z.+J.Čechy
VII	tmavá šedá				41 356 ha	Z.Čechy
VIII	světlá šedá	124 - 141	997 687 ha			Z.Čechy, Vysočina
IX	tmavá růžová			3 433 ha		Z.Čechy
X	fialová	do 123	387 621 ha			horské oblasti

Tabulka č.1 : Rozdělení klimatických oblastí ČR do tříd (Moravec, Votýpka 1998)



Obrázek č.2 : Grafické vymezení klimatických oblastí ČR (Moravec, Votýpka, 1998)

2.2.2 Antropogenní ovlivnění klimatu

Také člověk dokáže výrazným způsobem ovlivňovat teplotu vzduchu. Příkladem může být mikroklima měst. Ve městech totiž existuje mnoho umělých ploch s pevným povrchem, který nejen absorbuje tepelnou energii, ale i zapříčiňuje rychlejší odtok srážek z krajiny, což má za následek oteplování okolního prostředí. Kromě toho, teplo vzniká i ve městě samotném (teplo unikající z továren, automobilů, vytápění atd.). S městy bývá v přímé souvislosti i produkce plyných a pevných škodlivin, které způsobují tzv. prašný dóm, jež zabraňuje úniku vyzařované energie zemského povrchu a tím ještě více zvyšuje teplotu vzduchu. V celoročním průměru tak může být teplota vzduchu ve městě i o 2-3 °C vyšší, než ve volné krajině (Červinka, 1995). Město si tak vytváří vlastní mikroklima.

2.2.3 Vliv cyklonální činnosti na oceanitu/kontinentalitu klimatu

Jednotlivé vzduchové hmoty na planetě Zemi, se od sebe liší svými vlastnostmi (teplotou, tlakem a vlhkostí), které odrážejí poměry místa jejich

vzniku. Podle místa vzniku se tak rozlišují 4 základní typy vzduchových hmot: arktická (antarktická), polární (mírných srážek), tropická a rovníková. Na základě odlišných vlastností těchto hmot vznikají v místech jejich styku oblasti nízkého (cyklony) a vysokého (anticyklony) tlaku vzduchu (Kastner, 2004).

Cyklony i anticyklony nejsou statické a neměnné a v průběhu roku se v závislosti na akumulaci tepelné energie v oceánech a kontinentech vyvíjejí a posunují k severu či jihu, čímž výrazně ovlivňují klima a teplotu vzduchu i v oblasti mírného pásu, kde se nachází i Česká republika.

Mírný pás v létě obklopuje azorská a havajská stálá tlaková výše (anticyklona), z nichž proudí vzduch do islandské a aleutské tlakové níže (cyklony). V letním období se centra anticyklon nacházejí kolem 30-35°s.z.š. a centra cyklon kolem 65°s.z.š. (Netopil, 1984). Nachází-li se anticyklona nad chladnějším oceánem (oproti pevnině), přináší vítr z ní vanoucí nad kontinent chladný vzduch. Nad kontinentem dochází k jeho postupnému ohřevu bez vzniku oblačnosti – je tedy bezoblačné počasí. Oceán tak ovlivňuje klima i hlouběji na kontinentu.

Změny nastávají s příchodem zimy. Stálé tlakové útvary se začínají posouvat směrem k jihu a jejich tlak se mírně snižuje. Centrum Islandská cyklona se přesouvá mezi Island a Skotsko, centrum Aleutské cyklony pod Beringovo moře, Azorská a Havajská anticyklona mají centra nad obratníkem raka. V centrech velkých kontinentů vznikají sezónní oblasti vysokého tlaku vzduchu (Sibiřská a Kanadská anticyklona), ze kterých vane nad Evropu mrazivý vítr (Bednář, 2003). Při styku s teplejším (oceanickým) vzduchem dochází ke kondenzaci vodních par a vzniku srážek. Kontinentální typ klimatu se rozšiřuje i blíže oceánu.

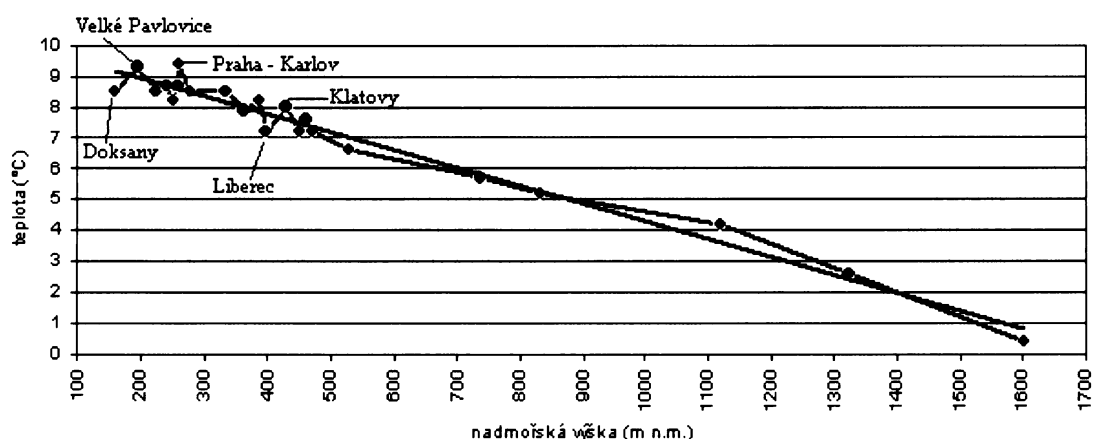
2.3 Teplota vzduchu v České republice

2.3.1 Teplota a nadmořská výška

Jak již bylo zmíněno, jedním z faktorů, který nejvíce ovlivňuje teploty na území České republiky je reliéf a především pak s ním spojená nadmořská výška. Z celkové rozlohy území 78 866km² se nachází 52 815km² (66,97 %) v nadmořské výšce do 500 m, 25 222 km² (31,98 %) ve výšce od 500m do 1000m a pouze 827km² (1,05 %) ve výšce nad 1000m (Votýpka, 1993).

Přestože průměrná nadmořská výška České republiky činí "pouhých" 430 m n.m., výškový rozdíl mezi nejvyšším bodem (Sněžka 1602 m n.m.) a nejnižším (Labe na hranici ČR u Hřenska v okrese Děčín 115 m n.m.) je celých 1487 metrů, což by při zachování teplotního výškového gradientu, kdy s rostoucí nadmořskou výškou klesá teplota o 0,65°C každých 100 m, odpovídalo rozdílu teplot mezi těmito dvěma místy 9,7°C (Vysoudil, 1997).

Obr.č.3 znázorňuje průměrné roční teploty vzduchu z let 1961 až 1990 naměřené na 22 stanicích v ČR. Červená čára znázorňuje trend poklesu teploty vzduchu s nadmořskou výškou.

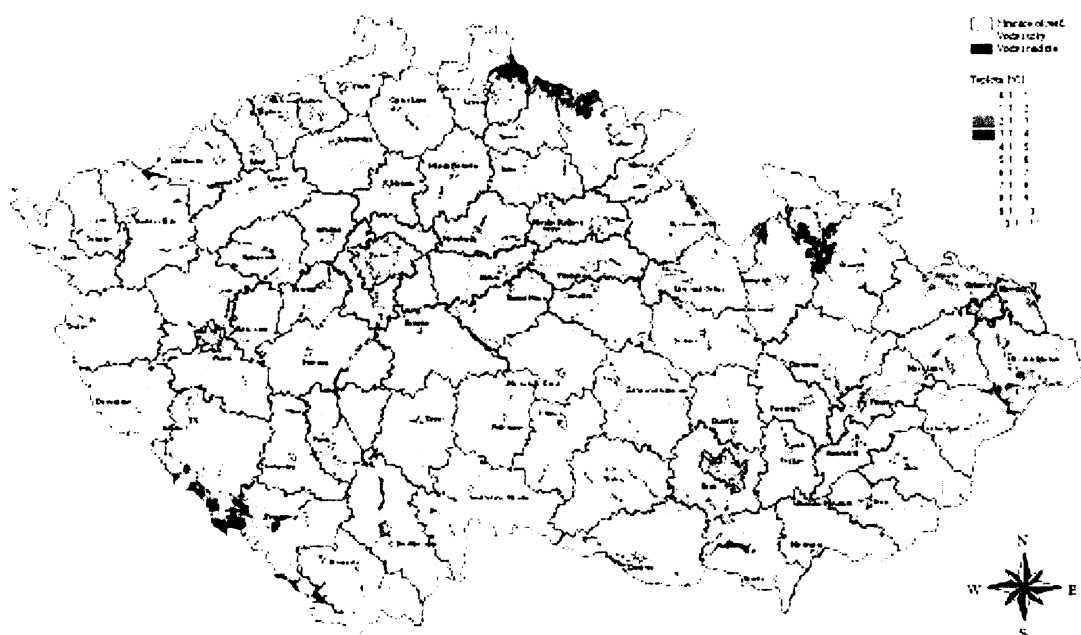


Obr. č.3 : Závislost průměrné roční teploty vzduchu na nadmořské výšce (na základě dat ČHMÚ¹, 2006b)

¹ ČHMÚ = český hydrometeorologický ústav

Drobné "anomálie" v grafu kdy je teplota na prvních 500 výškových metrech několikrát mírně vyšší ve vyšších nadmořských výškách nežli v nižších, jsou způsobeny buďto vlivem města (Praha – Karlov), které disponuje všeobecně teplejším klimatem, pozicí daného místa vůči okolnímu reliéfu (možná bariéra v pohybu větrů a expozice vůči slunečnímu záření) a zeměpisnou šířkou a zeměpisnou délkou, se kterými souvisí míra absorpce slunečního záření a míra kontinentality. Díky tomu, má Liberec nižší průměrnou teplotu nežli Klatovy, a Doksany nižší teplotu nežli Velké Pavlovice, přestože leží v nižší nadmořské výšce.

Převládající trend ovlivnění teplot vzduchu s narůstající nadmořskou výškou je patrný i z obr.č.4, který znázorňuje průměrnou roční teplotu vzduchu na našem území v období let 1961 až 1990. Z obrázku jsou zřetelně vidět oblasti nižší teploty shodující se s polohou nejvyšších pohoří (Krkonoše, Šumava, Krušné hory, Jeseníky atd.) a vrchovin (Českomoravská vysočina) značené různými odstíny zelené barvy. Naopak vyšší teploty se vyskytují v oblasti nížin (Polabská, Jihomoravská) a jsou značeny odstíny růžové a žluté barvy.



Obr.č.4 : Průměrná roční teplota vzduchu v ČR za období 1961-1991 (ČHMÚ, 2006b)

Pro názornější prezentaci vztahu teploty s nadmořskou výškou bylo vybráno devět míst na území České republiky s konkrétními údaji, jež jsou uvedeny v následující tabulce.

místo měření	Velké Pavlovice	Hradec Králové	Praha Ruzyně	Tábor	Přibyslav	Milešovka	Churáňov	Lysá hora	Sněžka	
nadmořská výška [m n.m.]	196	278	364	461	530	833	1118	1324	1602	
průměrná teplota vzduchu v období 1961 až 1990 [°C]	celý rok	9,3	8,5	7,9	7,6	6,6	5,2	4,2	2,6	0,4
	leden	-1,9	-2,1	-2,4	-2,8	-3,6	-4,6	-4,1	-6,4	-7
	únor	0,3	-0,2	-0,9	-1,1	-1,9	-3,3	-3,8	-5,7	-6,8
	březen	4,3	3,5	3	2,6	1,7	0,2	-1,1	-2,9	-5
	duben	10	8,5	7,7	7,4	6,4	4,5	2,9	1,5	-1,4
	květen	14,9	13,5	12,7	12,6	11,4	9,8	7,8	6,8	3,4
	červen	17,6	16,7	15,9	15,8	14,5	12,9	11,1	9,7	6,5
	červenec	19,4	18,1	17,5	17,3	15,9	14,5	12,9	11,3	8
	srpen	18,8	17,6	17	16,6	15,5	14,1	12,4	11,2	8,2
	září	15	13,9	13,3	12,9	12,1	10,8	9,5	8	5,3
	říjen	9,5	9,1	8,3	7,9	7,5	6,2	5,4	4	2,3
	listopad	4,1	3,6	2,9	2,7	2	0,5	0,1	-1,5	-2,3
prosinec	-0,2	-0,3	-0,6	-1	-1,8	-2,8	-3,1	-5	-5,6	

Tabulka č.3 : Průměrné měsíční teploty vzduchu v letech 1961-1990 na vybraných místech ČR (ČHMÚ, 2006b)

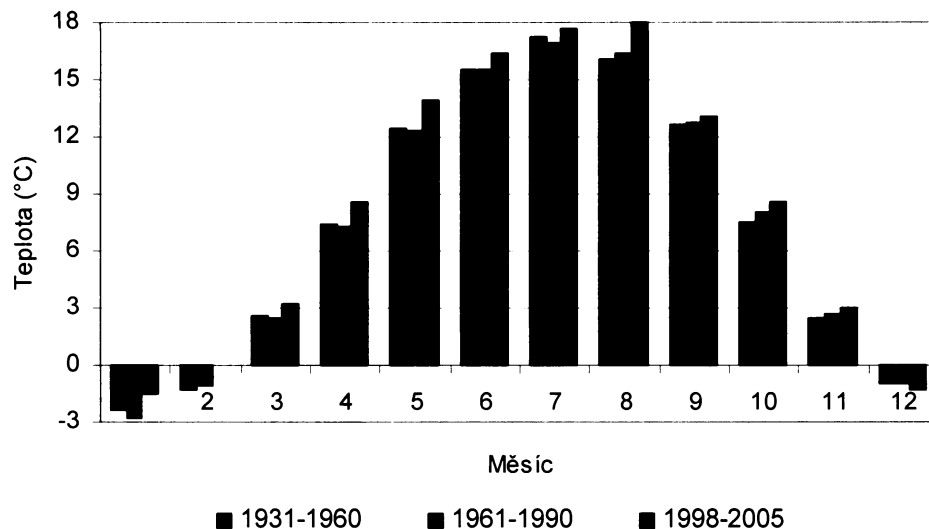
Nadmořská výška hraje velmi důležitou roli i z hlediska délky trvání období záporných teplot, které velmi ovlivňují odtokové poměry našich řek. Z tabulky č.3 je tento fakt dobře patrný. Velké Pavlovice s nadmořskou výškou 196 m vykazují z dlouhodobého hlediska pouze dva měsíce (prosinec a leden) s průměrnými teplotami pod bodem mrazu a jeden měsíc s teplotou okolo 0°C (únor). Milešovka s nadmořskou výškou stanice 833 m vykazuje již tři měsíce se zápornými teplotami a dva měsíce s průměrnou teplotou okolo 0°C. Nejvíce měsíců se zápornými teplotami bylo zaznamenáno na Sněžce. Podle průměrných měsíčních teplot z let 1961 až 1990 jich bylo šest.

Lze tedy předpokládat, že srážky spadlé povětšinou roku v nízkých nadmořských výškách budou ve skupenství kapalném a říční koryta tak budou zásobovat bezprostředně po srážce. Ve vyšších nadmořských výškách lze naopak očekávat srážky v pevném skupenství či smíšené, které budou řeky zásobovat až v jarních měsících při tání.

2.3.2 Vývoj teplot vzduchu v České republice

Významným faktorem ovlivňujícím teploty vzduchu je z dlouhodobého hlediska globální oteplování planety. Výzkumy ukazují, že míra oteplování ve střední Evropě, tedy i v České republice, bude patřit v porovnání s ostatními částmi kontinentu ke středně velkým, tj. teplota bude narůstat průměrně o 0,1-0,4°C za jedno desetiletí (Mc Carthy, 2001). Největší oteplování je očekáváno ve Středomoří a na severovýchodě evropského kontinentu. Nejméně by měly teploty narůstat na pobřeží Atlantiku (Mc Carthy, 2001). Poněkud pesimističtější odhad, podle něhož by měla být teplota vzduchu na našem území v roce 2050 o 0,9-3°C vyšší než v roce 1950 prezentovala Kalvová (2003). Největších změn by měli doznat teploty v zimních a letních měsících. Podle těchto předpokladů by měla průměrná lednová teplota na Lysé hoře v roce 2050 přibližně odpovídat dnešní průměrné lednové teplotě Husince v jižních Čechách (Kalvová, 2003). V celé Evropě by pak měl ubývat počet velmi studených zim a naopak se zvyšovat počet výrazně horkých letních měsíců. Koncem roku 2080 by měla dokonce být všechna léta teplejší než ta, která dnes označujeme za nadprůměrně horká (Mc Carthy, 2001). Změny způsobené takovýmto nárůstem teplot by se jistě výrazně projevy i v krajině. Změna teplot a jejího ročního průběhu by spolu s očekávanou změnou časové distribuce a množství srážek měla za následek změnu odtokového režimu našich řek. V řekách by také díky vyšší teplotě ubylo kyslíku a tím i živých organismů (Mc Carthy, 2001). Díky výraznějším výkyvům teplot by doznala změn i vegetace (jehličnaté lesy jsou náchylné na výkyvy teplot) atd.

V globálním kontextu lze změny pozorovat již nyní. Průměrná teplota planety se v průběhu minulého století zvýšila o 0,6°C a hladina oceánů stoupla o 0,1-0,2 m (Mc Carthy, 2001). Do jaké míry se projeví nárůst teploty v menších územních celcích jako je například Česká republika je obtížné vystihnout. Následující graf znázorňuje vývoj teplot ve dvou třicetiletých řadách a období let 1998 až 2005.



Graf č.1 : Průměrné měsíční teploty ČR za období 1931-1960, 1961-1990 a 1998-2005 (na základě dat ČHMÚ, 2006b)

2.4 Vodní plochy

Vodstvo má významný vliv na teploty vzduchu nejen z hlediska formování reliéfu, ale také z hlediska akumulace tepelné energie. Voda se vyznačuje větší tepelnou kapacitou než vzduch nebo půda. Dokáže tedy pomaleji absorbovat tepelnou energii, ale déle ji dokáže uchovávat. Z tohoto důvodu je, z hlediska ročního chodu teplot, v létě voda chladnější než pevnina, a v zimě naopak. Z hlediska denního chodu teplot je voda ve dne chladnější, než pevnina a v noci naopak. Tato vlastnost hraje významnou roli při vytváření místního mikroklimatu, ale také výstupných a sestupných vzduchových proudů, které také dokáží významně ovlivňovat procesy v atmosféře a s nimi spojené teploty vzduch (Vysoudil, 1997).



Obrázek č.5 : Bríza a její směr z hlediska ročního / denního chodu (Wikimedia, 2005)

Brízy jsou větry vznikající právě díky odlišným teplotám vodní masy a jí přilehlé pevniny. Brízy vanou ve dne/v létě od chladnějšího moře na teplejší pevninu, v noci od chladnější pevniny na teplejší moře. Vyskytují se nejen u moří, ale i u jiných velkých vodních nádrží. Příčinou pohybu vzduchových hmot a změn jejich pohybu je konvekce "ohřátého"vzduchu od teplejšího podkladu. Na jeho místo je současně nasáván vzduch chladnější, který se dále také ohřívá a stoupá. Brízy mohou vznikat pouze za klidného, bezvětřného počasí. V subtropických oblastech začíná bríza kolem poledne a proniká do vzdálenosti 20–30km od pobřeží (PWN, 1973). Tento relativně chladnější vítr z moře přináší vlhčí vzduch. Při západu slunce mořská bríza ustane. Začátkem noci začíná noční čili pobřežní bríza, vanoucí v důsledku opačných teplotních poměrů mezi mořem a pevninou.V Evropě jsou brízy nejtypičtějším jevem na Černém, Kaspickém a Baltském moři. V České republice nejsou dostatečně velké vodní plochy, a tak zde brízy nedosahují takových rozměrů, i přesto jsou zde však pozorovatelné a to zejména v letních měsících (Kliment, 2004).

2.5 Evapotranspirace

Dalším procesem velmi úzce svázaným s teplotou vzduchu je evapotranspirace. Evapotranspiraci označujeme celkový výpar neboli úhrnné množství vody, které se na určitém místě dostává (vrací) do atmosféry výparem fyzikálním (evaporací) a výparem fyziologickým (výdejem vody do ovzduší ve formě vodní páry z rostlinných organismů čili transpirací). Evapotranspirace ovlivňuje teplotu vzduchu přeměnou senzitivního tepla (dodávané/odebírané teplo, způsobující změnu teploty objektu) na teplo latentní (teplo, způsobující změny skupenství bez změny teploty). Tento efekt svou silou převyšuje ohřev způsobený absorpcí a resorpcí záření rostlinami. Při evapotranspiraci tedy dochází k ochlazení okolního prostředí. Za další efekt evapotranspirace lze považovat tvorbu oblačnosti a srážek vlivem tvorby vodní páry a jejího následného akumulování a srážení ve vyšších vrstvách atmosféry.

Evaporaci ovlivňuje zejména množství přímého absorbovaného slunečního záření, teplota okolního prostředí a intenzita a stálost větrů. Transpirace je navíc ovlivňována i druhem vegetačního pokryvu, napětím vodní páry v listu a ve vzduchu, mírou vzdušné vlhkosti (čím nižší vlhkost, tím vyšší potenciální transpirace), dostupností vody v půdě a v rostlinách pro transpiraci a množstvím CO_2 v atmosféře. CO_2 totiž u některých rostlin způsobuje menší otvírání stomat a průduchů, čímž dochází k menší ztrátě vláhy (Červinka, 1995).

Rozlišují se dva druhy evapotranspirace:

- Potenciální - Potenciální evapotranspirace je maximální možná evapotranspirace v daných klimatických a půdních podmínkách.
- Aktuální – Jako aktuální evapotranspirace je označována evapotranspirace zjištěná na určitém místě v daném čase. Její hodnota bývá většinou nižší, než hodnota potenciální evapotranspirace z důvodu menšího výskytu ideálních podmínek pro maximální evapotranspiraci.

2.5.1 Stanovení evapotranspirace

Existuje řada způsobů výpočtu hodnoty evapotranspirace. Pro výpočet aktuální evapotranspirace je nejčastěji používán Pentan-Monteithova rovnice, pro výpočet potenciální evapotranspirace se častěji používá metoda energetické bilance.

Nejčastěji používané metody jsou:

- Metoda Penman-Monteith

Tato metoda zohledňuje efekt větru při výpočtu celkové evapotranspirace. Dále zohledňuje radiační bilanci povrchu, tepelné ztráty, tlakové poměry vodních par a resistenci povrchu. Výpočet je tak poměrně obsáhlý a složitý, ale celkem přesný. Proto je tato metoda užívána zejména

pro náročnější a vědecké výpočty a často je používána jako referenční metoda výpočtu evapotranspirace (Trnka, 2006).

$$EP = \frac{\Delta(R - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

R_n = radiační bilance nad povrchem ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$)

G = tok tepla do podloží ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$)

e_s = tlak nasycených vodních par (kPa)

e_a = aktuální tlak vodních par (kPa)

Δ = funkce nasycení vodních par na teplotě ($\text{kPa}^{-1}\cdot\text{C}$)

γ = psychrometrická konstanta ($\text{kPa}^{-1}\cdot\text{C}$)

ρ_a = hustota vzduchu ($\text{kPa}^{-1}\cdot\text{C}$)

c_p = specifické teplo vzduchu ($\text{kPa}^{-1}\cdot\text{C}$)

r_s = resistance porostu ($\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$)

r_a = aerodynamická resistance ($\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$)

- Metoda vodní bilance

Výpočet evapotranspirace touto metodou je založen na bilančním vyhodnocení vodní složky krajiny, s přihlédnutím na infiltraci a retenci půdy. Pro svou jednoduchost je často používán pro výpočet velmi přibližné evapotranspirace na daném místě. Její nevýhodou je použitelnost pouze zpětně na základě bilančního zhodnocení delšího (např. měsíc, rok, odtoková epizoda) období (Trnka,2006).

$$EP = (Z + S + K) - (I + O + R)$$

Z = závlahy

S = srážky

K = kapilární zdvih

I = infiltrace do podzemní vody

O = povrchový odtok

R = retence půdy

- Metoda energetické bilance

Rovnicí energetické bilance aktivního povrchu, na němž probíhá fázová změna kapalné vody na vodní páru, se počítá intenzita evapotranspirace. Tato metoda je založena na určení množství energie, která je potřebná k fázové přeměně kapalné vody na vodní páru.

$$R = LE + H + G \Rightarrow LE = R - H - G$$

R = radiační bilance vypařujícího povrchu/porostu ($W.m^{-2}$)

L = skupenské teplo vypařování ($J.kg^{-1}$)

E = intenzita toku vodní páry z vypařujícího povrchu do atmosféry ($kg.m^{-2}.s^{-2}$)

H = intenzita konvektivního toku tepla z aktivního povrchu do atmosféry ($W.m^{-2}$).

G = intenzita toku tepla do půdy ($W.m^{-2}$)

Jednotlivé složky ve výše uvedené rovnici se buď měří nebo se určí pomocí vzorců, do nichž vstupuje celá řada dalších proměnných.

Nevýhodou této metody je nutnost velkého počtu měření (doporučuje se nejméně jednou za 10 minut) pro výpočet denních chodů a úhrnů evapotranspirace, a to vzhledem ke skutečnosti, že jsou potřeba průměrné hodnoty meteorologických charakteristik v přízemní vrstvě atmosféry, které se na základě těchto měření vytvářejí (ČHMÚ, 2006d).

- Metoda Zubenokové a Budyka

Metoda Zubenokové a Budyka je založena na společném řešení rovnic vodní a energetické bilance, ale i na experimentálním zjištění závislosti rychlosti vypařování na vlhkosti půdního pokryvu. Pokud půda obsahuje dostatek vláhy, výpar z půdy závisí jen na vnějších klimatických faktorech a skutečný výpar je tedy roven (nebo téměř roven) výparu potenciálnímu, tj. výparu maximálně možnému při daných klimatických

podmínkách. Při vlhkosti půdy menší než je její kritická hodnota se však výpar zmenšuje úměrně s poklesem vlhkosti půdního pokryvu (ČHMÚ, 2006d).

Základem této metody je určení potenciální evapotranspirace, přičemž aktuální evapotranspirace se následně vypočítá přenásobením potenciální hodnoty výparu poměrným číslem získaným jako poměr průměrné vlhkosti půdy ku její kritické vlhkosti v daném časovém horizontu (viz.vzorec). Skutečnou (aktuální) evapotranspiraci získáme.

$$E = E_0 * \frac{W}{W_0}$$

$$E_0 = \rho * D * (q_s - q)$$

E = aktuální evapotranspirace (mm)

E₀ = potenciální evapotranspirace (mm)

W = průměrný obsah vody ve svrchní (zpravidla metrové) vrstvě půdy za uvažovaný časový interval (mm)

W₀ = kritický obsah vody ve svrchní (zpravidla metrové) vrstvě půdy, který se určí jako obsah vody v kořenové zóně půdy pro hypoteticky nejvyšší kritickou vlhkost půdy rovnající se vlhkosti nasycení půdy (mm)

ρ = hustota vzduchu (kg.m⁻³)

D = integrální koeficient difúze (m.s⁻¹) (součinitel rychlosti turbulentního přenosu mezi úrovní vypařujícího povrchu a úrovní měření v meteorologické budce)

q_s = měrná vlhkost vzduchu nasyceného vodní párou při teplotě vypařujícího povrchu (kg.kg⁻¹)

q = měrná vlhkost vzduchu ve výšce 2m-meteorologická budka (kg.kg⁻¹)

2.6 Půda

Půda je definována jako vodou, vzduchem a organismy prostoupená svrchní vrstva zemské kůry, která se vyvíjí pod vlivem vnějších faktorů a času a je produktem přeměn mineralogických a organických substancí, morfologicky organizovaná a poskytující přírodní prostředí rostlinám, živočichům a člověku (PWN, 1973).

Právě vliv půdy na rostlinstvo nepřímo ovlivňuje i teploty vzduchu. Půdní typy (černozem, hnědozem, podzol, rendziny...) a druhy (písčité, hlinité, jílovité...) totiž společně s množstvím vody, rozpuštěných minerálů a živin předurčují druhovou bohatost/chudobu porostu i množství jeho hmoty, která, jak již bylo výše napsáno, ovlivňuje teplotu vzduchu transpirací (výparem vody z povrchu rostlin). Velké množství rozpuštěných minerálů, živin a vody ale neznamená nejvyšší produkci rostlinné hmoty (Kliment, 2004). Každé rostlině totiž vyhovují jiné podmínky.

V dnešní době do procesu přirozeného vývoje vegetace stále více zasahuje člověk, čímž ovlivňuje i transpiraci. Černozemě a hnědozemě jsou dnes téměř bezezbytku využívány pro zemědělské účely, smonice v sadovnictví, rendziny ve vinařství atd. Na podzolech, které se vyskytují v oblastech s vyšší nadmořskou výškou a vlhkostí rostou jehličnaté lesy. V oblasti říčních niv se vyskytují na živiny bohaté fluvizemě, a v místech trvale zamokřených zase gleje (Hynek, 1984).

V následující tabulce jsou uvedeny transpirační schopnosti jednotlivých druhů rostlin za ideálních podmínek (teplo, malá nasycenost vzduchu vodními parami, vítr atd.).

rostliny	transpirace (g.m⁻².h⁻¹)
byliny - heliofyty ¹	150 - 200
byliny - sciofyty ²	40 - 100
dřeviny listnaté	40 - 80
dřeviny jehličnaté	40 - 55
ostatní vždyzelené rostliny	60

Tabulka č.2 : Transpirace rostlin (v gramech H₂O za hodinu z plochy 1 m²)(UPOL, 2006)

¹ heliofyty = rostliny vyžadující 100% oslunění (pouštní, stepní, tundrové a horské rostliny)

² sciofyty = rostliny vyžadující zástín

3 NUMERICKÁ PŘEDPOVĚĎ TEPLoty A JEJÍ NEJISTOTA

Počasím rozumíme aktuální stav atmosféry v daném místě. Určují ho takové meteorologické prvky jako teplota vzduchu, oblačnost, atmosférický tlak, směr a rychlost větru, mlha, vzdušná vlhkost, atmosférické srážky atd. Hodnoty těchto prvků se však často mění, a tak i počasí nabývá různých podob nejen v průběhu týdnů a dnů, ale i v průběhu hodin.

Meteorologická předpověď počasí pak není nic jiného, než fyzikální úloha, jejímž cílem je vytvořit nejpravděpodobnější možný scénář vývoje atmosféry v budoucnosti. Za tímto účelem využívá zákony pohybu a termodynamiky a řeší je pomocí matematických funkcí a rovnic, případně s využitím znalostí chování synoptických objektů jako jsou tlakové útvary, fronty atd.

3.1 Atmosféra z pohledu předpovědi počasí

Meteorologii z hlediska předpovídání počasí a s ním spojených teplot vzduchu, nejvíce zajímají nižší vrstvy atmosféry, tj. přibližně do výšky 35 km. V této vrstvě se nachází celá troposféra a velká část stratosféry.

- Troposféra – Troposféra je přízemní vrstva atmosféry, ve které se uplatňuje vertikální teplotní gradient, kdy teplota se stoupající nadmořskou výškou klesá cca o $0,65^{\circ}\text{C}$ každých 100 m. Nejnižší vrstva troposféry, dosahující do výšky 100m, bývá označována jako přízemní Prandtlova vrstva. Pro tuto vrstvu jsou charakteristické noční inverze vzduchu při jasném počasí, neboli ochlazování vzduchu od chladného zemského povrchu. Oblast do výšky 1 až 2 km nad zemským povrchem bývá označována jako planetární mezní vrstva atmosféry. V této části troposféry je stále ještě patrný vliv tření pohybujícího se vzduchu o zemský povrch. Zde se můžeme setkat s termickou konvekcí (výstupní pohyb teplého vzduchu ze spodních do vyšších hladin) a termickou turbulencí (vířivé neuspořádané vzduchové proudění vázané planetární mezní vrstvou). V planetární

mezí vrstvě je soustředěno 50 % atmosférické vody. Průměrná výška troposféry je v našich zeměpisných šířkách 11km (na rovníku až 18km; na pólech jen 7km) (Vysoudil, 1997). Tyto hodnoty však nejsou stálé a často se v čase mění. Jejich nestálost je dána existencí 4 hlavních vzduchových hmot (ant/arktická, polární, tropická a ekvatoriální) mezi rovníkem a zemským pólem a výskytem atmosférických front na jejich pomezí. Přechod mezi troposférou a stratosférou se nazývá tropopauza. V tropopauze přestává platit vertikální teplotní gradient a teplota se stává neměnnou, či mírně narůstá. Troposféra bývá často nazývána též "kuchařkou" počasí. Nachází se v ní totiž přibližně 4/5 celkové vzduchové hmoty a probíhají tu i veškeré srážkotvorné procesy.

- Stratosféra - Stratosféra je oblast atmosféry mezi tropopauzou a stratopauzou (od cca 11 km do cca 50km). Spodní část stratosféry (ve výšce 18 až 30 km) je charakterizována zvýšeným podílem ozónu , a je někdy nazývána jako ozónosféra. Ozón, který pohlcuje sluneční záření a silně se zahřívá, je příčinou vzestupu teploty s výškou. Teplota se výrazněji začíná měnit až od 22. km a na horní hranici troposféry dosahuje hodnot 0 až + 15 °C (Bednář, 1989). Vzduchových hmot je zde výrazně méně, a tak není stratosféra pro předpověď počasí až tak významná jako troposféra.

Ve výšce 10-15 km nad zemským povrchem se v oblastech styku teplého vzduchu proudícího z rovníkové oblasti nízkého tlaku a studeného vzduchu z polárních oblastí vysokého tlaku vzduchu vytvářejí silné a relativně stabilní větrné proudy dosahující rychlosti až více než $500 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, které se označují jako jet stream nebo též tryskové proudění (Lynch, 2002). Výskyt tryskových proudů je sezónně proměnlivý v závislosti na posunu tlakových center. Tryskové proudění má díky své rychlosti velké unášecí schopnosti a dokáže přemisťovat obrovské vzduchové masy. Díky tomu má velký vliv na počasí pod sebou.



Obrázek č.6 : Tryskové proudění nad Evropou v létě (vlevo) a v zimě (vpravo)(Lynch,2002)

3.2 Předpovědní metody

Při pohledu do historie lidstva bychom našli mnoho metod, kterými se předpovídalo počasí. Pomineme-li veškeré antické a starověké způsoby založené spíše na zkušenostech pozorovatele a náhodě, ze kterých ovšem moderní meteorologie vycházela a od nichž se mnohému přiučila, můžeme jako dvě základní metody předpovídání počasí označit metodu norské (frontologické) školy, též nazývanou jako Klasická, a metodu numerického modelování.

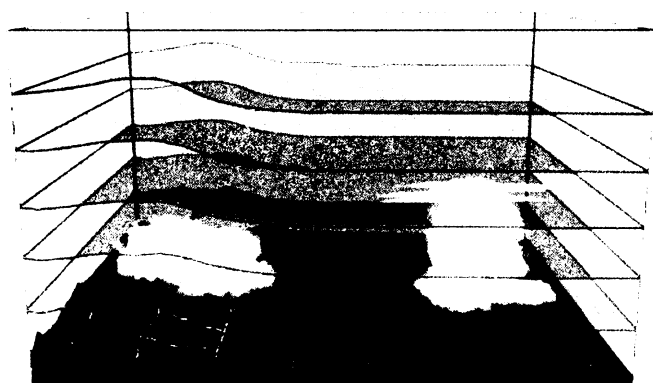
3.2.1 Metoda norské školy (synoptická)

Tato synoptická metoda, jež se rozvíjela zejména na počátku 20. století, je založená na teoretickém rozpracování termodynamiky a aerodynamiky vzduchových hmot, atmosférických front, tlakových níží a výší a všeobecné cirkulace atmosféry (MUNI, 2003). Zpočátku nebyly výsledky předpovědí příliš úspěšné. Až teprve se zdokonalením poznání zákonitosti vývoje tlakových útvarů a atmosférických front došlo ke zlepšení výsledků. Nicméně i tak dává tato metoda až příliš mnoho prostoru pro vznik chyb, neboť finální výsledek (zveřejněná předpověď) je vytvářen meteorologem na základě jeho vlastní intuice a zkušenosti. Není tedy výjimkou, že na základě jedné synoptické mapy vznikne v podání několika meteorologů několik více či

méně odlišných předpovědí. V současnosti je tato metoda stále více vytlačována metodou numerického modelování. Její význam však přetrvává při interpretaci výstupů meteorologických numerických modelů.

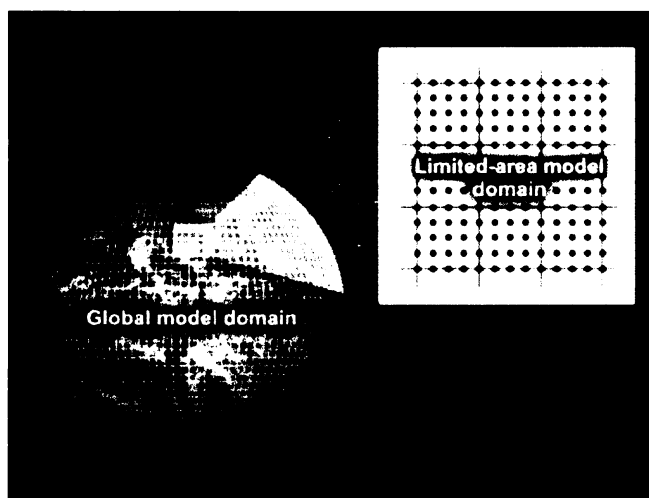
3.2.2 Metoda numerického modelování

V současné době se jedná o nejpoužívanější metodu napomáhající meteorologům stanovit co nejpřesnější předpověď počasí s předstihem až několik týdnů. O veškeré výpočty se stará superpočítač, který je schopen vypočítat ze zadaných dat pravděpodobný stav počasí v budoucnosti v několika vertikálních vrstvách, kdekoliv na světě (požadavky na výkonnost počítače stoupají s náročností výpočtů, počtem uzlových bodů a velikostí zájmového území). V numerických modelech je plocha zájmového území popsána tzv. mřížkou s konečným počtem uzlových bodů (též grid point) na ní ležících. Meteorologická předpověď je počítána právě pro tyto uzlové body, na základě kterých se obvykle později interpoluje plošně spojitá předpověď. Vzdálenost dvou sousedících uzlových bodů v mřížce udává horizontální rozlišovací schopnost modelu. Čím je tato vzdálenost menší, tím je rozlišovací schopnost větší a model tak dokáže akceptovat více detailů, zejména ve smyslu lepšího vyjádření reliéfu a jeho interakce s atmosférou. Aby bylo možné stanovit kvalitní předpověď, je důležité provádět výpočty nejen pro samotný povrch Země, ale i pro vyšší horizontální hladiny. Na to, co se děje při povrchu země mají obzvláště velký vliv procesy probíhající v nejnižší části atmosféry. Počet hladin v ní a jejich rozložení definuje vertikální rozlišovací schopnost modelu, přitom opět platí: čím více hladin, tím větší rozlišovací schopnost (MetEd, 2006).

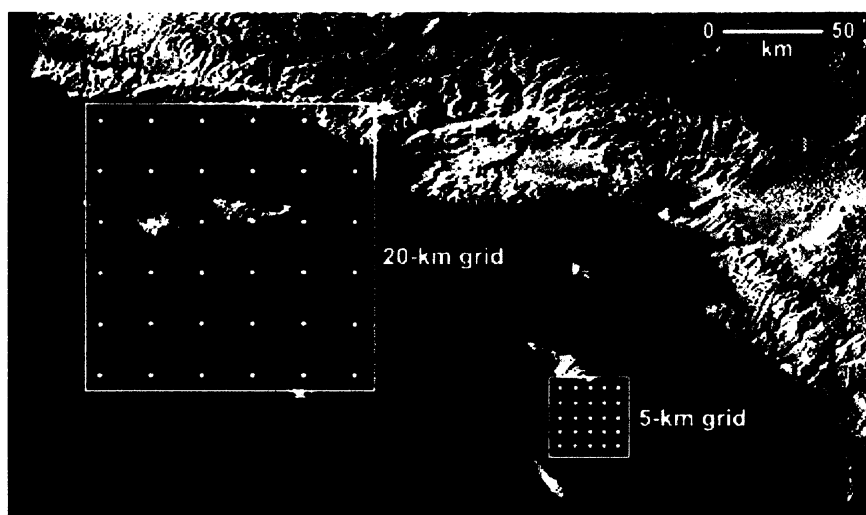


Obrázek č.7 : Nákres mřížky a vertikálních vrstev numerického předpovědního modelu (MetEd, 2006)

Numerické modely se dělí podle velikosti plochy zájmu na globální, regionální a lokální. Pro všechny tyto modely je charakteristická omezená rozlišovací schopnost. Jak vyplývá z výše napsaného, ideálním řešením by bylo používat globální numerický předpovědní model vždy s nejvyšší prostorovou rozlišovací schopností. V takovém případě by však model obsahoval příliš velké množství uzlových bodů, ve kterých by bylo nutné předpověď počítat. Výpočet by tak byl zdlouhavý a velice náročný na výkonnost počítače, což zatím přesahuje dostupné výpočetní prostředky. Často se jako řešení tohoto problému používá tzv. zahrnutí modelů. Tento přístup je založen na tom, že globální model je počítán s nepříliš velkým rozlišením. Jeho výstupy jsou v určitém výseku výpočetní sítě asimilovány do lokálního modelu s vyšším prostorovým rozlišením výpočetní sítě (MetEd, 2006).



Obrázek č.8 : Nákres sféry zájmu Globálního (GM) a Lokálního (LM) modelu (MetEd, 2006)



Obrázek č.9 : Nákres horizontálního rozlišení s krokem 20km a 5km (MetEd, 2006)

3.3 Vstupní data a jejich zpracování

Vstupní data, na jejichž základě model vypočítá předpověď, jsou nesmírně důležitá. Ani „dokonalý“ model není schopen úspěšné simulace pokud bude vycházet z nekvalitních a neúplných dat. Asimilace dat je proto vždy zásadním krokem. Vstupní data pro modelování pochází z následujících zdrojů:

- pozemní (oceánské) stanice – několik tisíc těchto stanic rozmístěných po celém světě měří základní meteorologické prvky alespoň čtyřikrát denně (většinou však každou hodinu) a získané informace následně odesílá formou kódované zprávy do meteorologických center (Vysoudil, 1997).
- aerologické stanice – Na Zemi je jich cca 800. Měří alespoň jednou denně základní meteorologické prvky (teplota, vlhkost, tlak vzduchu a vítr) pomocí tzv. aerologických balónů. Tato data se tedy neomezují na přízemní hodnoty a poskytují informace o vertikálním profilu atmosféry. Jsou zásadním zdrojem informací právě pro meteorologické modely a pro modelování vyšších vrstev atmosféry (Vysoudil, 1997).

- dálková detekce – informace tohoto typu nejčastěji pocházejí z meteorologických družic a radarů a ze systému detekce blesků. Většinou jsou používány pro modely s krátkým předstihem (Vysoudil, 1997).

Získané informace z pozemních a aerologických stanic se následně odešlou do meteorologických center (například Offenbach=DWD, Exeter=ECMWF atd.) ve formě kódované zprávy (dříve SYNOP, dnes TEMP, postupně BUFR), kde se z nich za pomoci superpočítačů vypočte předpověď. Získané výsledky se uživatelům (meteorologické služby) rozešlou prostřednictvím telekomunikačních linek. Jednotlivé meteorologické ústavy (Národní služby) tyto výsledky výpočetní technikou doplní o aktuální stav atmosféry, případně je využijí jako vstupy do lokálních meteorologických modelů a vypracují konečnou předpověď počasí pro zájmové území (lokální, či regionální oblast) (Kastner, 2004).

3.4 Druhy předpovědi počasí

Výstupy meteorologických modelů mohou mít různou povahu ve smyslu zájmového území doby předpovědi a vlastností předpovědi. Na následujících řádkách jsou prezentována dělení modelů, respektive jejich výstupů na základě vybraných základních hledisek.

3.4.1 Podle délky předstihu

- Velmi krátkodobé – jedná se o předpovědi s předstihem 0 až 12 hodin. K jejich stanovení se využívají numerické modely, ale i metody dálkové detekce jako např. radary, družice, systémy detekce blesků a jejich extrapolace do budoucnosti. Předpovědi s velmi krátkou dobou předstihu jsou označovány jako Nowcasting (MUNI, 2003).

- Krátkodobé – jedná se o předpovědi stanovované s předstihem většinou 1-3 dny. Krátkodobé předpovědi se zpracovávají na základě výstupů lokálních meteorologických modelů, vyhodnocení meteorologických prvků a jevů měřených a pozorovaných na pozemních meteorologických stanicích, údajů z radiosondážních měření atmosféry a vyhodnocení radarových a družicových dat. Tyto předpovědi jsou většinou několikrát denně aktualizovány (MUNI, 2003).
- Střednědobá – Stejně jako krátkodobé předpovědi vznikají střednědobé na základě výstupů meteorologických modelů, v tomto případě jsou však uvažovány výstupy globálních modelů s menším prostorovým rozlišením, ale delším časovým dosahem. U těchto předpovědí většinou nebývají pevně stanoveny hranice předstihu. Obecně se za střednědobou předpověď považuje předpověď počasí stanovená s předstihem 3–10 dní (MUNI, 2003).
- Dlouhodobá – nejčastěji se takto označují předpovědi s dobou předstihu větší, než 10 dní. V ČHMÚ se dlouhodobé předpovědi pravidelně vydávají od roku 1953. V současné době se zde stanovují předpovědi s měsíčním předstihem třikrát měsíčně (10., 20. a 30. den v měsíci). Přičemž hlavním podkladem je kombinace synopticko-statistické metody a metody rytmů (MUNI, 2003).
- Sezónní – jak již z názvu vyplývá, takto bývají označovány předpovědi sezónního vývoje atmosféry (např. předpověď na celé léto atd.). Nejedná se o předpověď meteorologickou, která předpovídá budoucí stav meteorologických prvků, ale o předpověď klimatologickou, jež odhaduje některé statistické vlastnosti dané veličiny během celého delšího období. Při jejich stanovování numerickým modelem je třeba zohlednit i vazby mezi některými složkami klimatického systému (např. sezónní předpověď počasí s přihlédnutím k pravděpodobnému nastoupení jevu El Niño či

severoatlantické oscilace atd.). Úspěšnost sezónních předpovědí je cca 65% (ČHMÚ,2005).

Vytváření předpovědí, není z časového hlediska snadnou záležitostí a jejich výsledky nebývají vždy v souladu se skutečností. Do jaké míry se bude předpověď shodovat se skutečností závisí na aktuálním atmosférickém stavu a zejména na dynamice jeho vývoje v době předstihu předpovědi (doba od stanovení předpovědi po čas jejího předpovídaného naplnění). Je možné stanovit poměrně přesnou předpověď i na několik dní dopředu (např. je-li dlouhopřetrvávající "stacionární" tlaková výše), jindy se toto nedaří ani pro nejbližší hodiny a dny (např. při dynamicky se rozvíjející tlakové níži).

3.4.2 Podle místa určení

- Místní – předpověď pro úzce vymezenou lokalitu (např. město, areál a blízké okolí závodního okruhu atd.)
- Oblastní – předpověď pro administrativně nebo jiným způsobem specifikované území (např. stát, region, povodí atd.)
- Globální – předpověď pro velké územní celky (např. kontinent, polokoule, Země atd.)
- Traťové – speciální předpověď pro blízké okolí určitého liniového prvku (např. letecké a námořní linky, silnice atd.)

3.4.3 Podle účelu využití

- Všeobecné – předpověď určená nejširšímu okruhu lidí. Většinou bývá zjednodušena na nezbytné minimum a prezentována jednoduchými grafickými výstupy (např. televizní předpověď počasí atd.).
- Speciální – předpověď pro úzký, většinou specializovaný, okruh uživatelů. Podle informací, jež tato skupina vyžaduje, bývá

upravován obsah i forma předpovědi (např. pro zemědělství, stavebnictví, leteckou a námořní dopravu atd.).

3.4.4 Podle zohlednění nejistoty

- Deterministická – Při výpočtu deterministické neboli hlavní předpovědi je využit model s vysokým rozlišením. Vychází ze vstupních dat a počítá pouze jednu možnou variantu budoucího vývoje počasí. Výstupy deterministických předpovědí jsou jednoznačné. Deterministické předpovědi můžeme chápat jako tvrzení o budoucím stavu atmosféry nebo některých jejích charakteristik (např. "Předpokládaná odchylka od normálu bude X " nebo "Jev J nastane"). S rostoucím předstihem předpovědi však stoupá i nepřesnost jeho výsledků, a tak se využívá zejména pro velmi krátkodobé a krátkodobé předpovědi.
- Ansámblová – (EPS). Přesnost předpovědí je závislá na kvalitě výchozích dat a na dynamickém vývoji meteorologických jevů (i relativně malá nepřesnost určení výchozího stavu nad Atlantským oceánem může během několika dnů předpovědi narůst v rozsáhlé odchylky předpovědi od skutečného stavu nad střední Evropou). Jelikož bylo zjištěno, že ne všechna místa planety jsou stejně dynamicky nestabilní a ne všechna výchozí data jsou vždy naprosto přesná (viz. kapitola 3.7), byla za účelem vyjádření nejistoty budoucího vývoje vyvinuta metoda ansámblové předpovědi.

Při jejím výpočtu se postupuje tak, že se nejprve metodou "singulárních vektorů" identifikují nejvíce dynamicky nestabilní regiony po dobu 48 hodin, a následně se vypočítá mnoho (cca 50-100 v závislosti na modelu) nepatrně pozměněných předpovědí. Tyto pozměněné předpovědi jsou (pro své množství a tedy i náročnost a zdoluhavost) počítány na modelu s menším rozlišením, než se kterým pracuje model při deterministické (hlavní) předpovědi.

3.5 Produkty ansámblových předpovědních systémů

Přímé výstupy ansámblových předpovědí lze v praxi jen velice těžko využít. Prezentace výstupů jednotlivých ansámbků separátně není možná. Jestliže budeme totiž počítat 51 předpovědí (50 ansámbků a 1 hlavní deterministickou) jednoho meteorologického prvku v jedné hladině na 15 dní dopředu, získáme 765 výstupů ($15 \times 51 = 765$). Proto musí být informace seskupeny a prezentovány formou různých speciálních produktů.

3.5.1 Zpracování výstupů za účelem zjednodušení

Pro usnadnění zpracování a prezentace předpovědí se vytváří:

- Clustery (též skupiny, shluky, trsy) - Clustery vznikají rozdělením předpovědí do skupin, podle podobnosti scénáře budoucího vývoje. Každá skupina je pak charakterizována svým průměrem. Zpracované výstupy předpovědí bývají zveřejňovány převážně ve formě písemné nebo mapové. Obsahují popis jednotlivých scénářů a jejich pravděpodobnost vztahenou ke konkrétnímu území. Clustery slouží převážně k popisu charakteru vývoje povětrnostní situace na delší období, tj. pět dní a více (ČHMÚ, 2006c).
- Tubes (též tuby) – I zde se vytváří skupiny. Nejčastěji tak, že se členy ansámblové předpovědi, které jsou blízké průměru všech členů (Ensemble mean), zařadí do základní skupiny a spočte se jejich průměr, čímž se získá tzv. Tube 0 (central cluster mean), který dává nejpravděpodobnější vývoj, jež je všeobecně podobný průměru všech členů ansámbku. Z vyloučených členů se dála vytvoří stejným způsobem další tuby uspořádané podle odchylek. Reprezentativním členem každé skupiny bývá pro názornost vždy ten nejextrémnější (ČHMÚ, 2006c).

3.5.2 Grafické výstupy ansámblových předpovědí

Existuje velké množství produktů ansámblových předpovědí v grafické podobě. Grafická podoba takovéto předpovědi není schopna vždy bezchybně postihnout (znázornit) veškeré potřebné informace. Vzhledem k omezeným možnostem obrázku, mapky, grafu, je nutné pečlivě zvážit míru zhuštění informací, které chceme znázornit. Pro rozdílné požadavky a meteorologické situace neexistuje komplexní způsob zpracování informací, proto se produkuje několik různých výstupů. Meteorolog pak má možnost volby produktu v dané meteorologické situaci a pro daný meteorologický prvek. Velice často volí kombinaci několika výstupů, jako např. mapku výskytu určitého prvku doplněnou o graf.

Nejčastěji používané výstupy jsou tyto:

3.5.2.1 Ensemble means

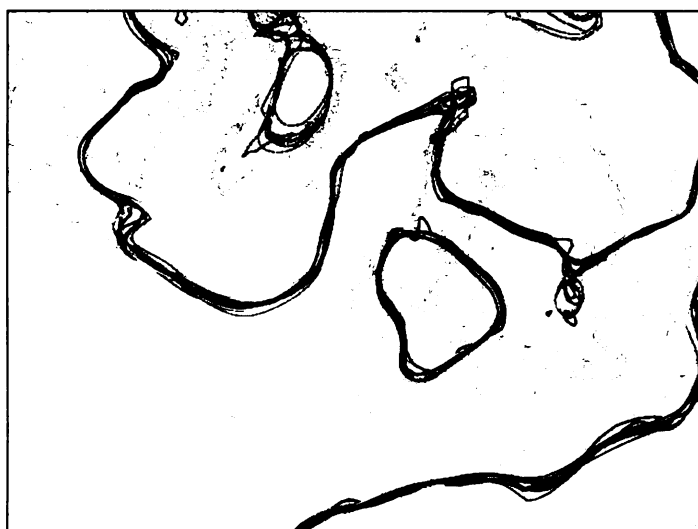
Ensemble means (Ansámblové průměry) – v tomto případě je určen průměr všech členů ansámblu.



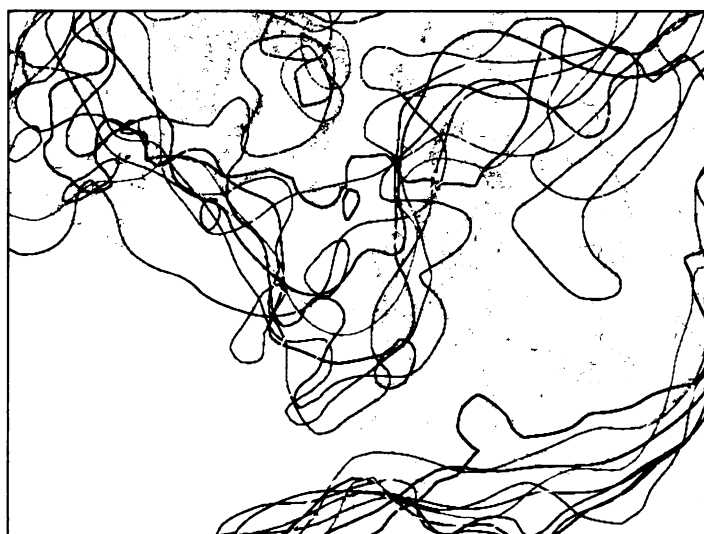
Obrázek č. 10 : Předpověď teploty vzduchu nad Evropou ve vrstvě 850hPa (NCEP, 2006)

3.5.2.2 Spaghetti plots

Český překlad spaghetti plots zatím nebyl ustálen. Nejčastěji se překládá jako špagetové pole či mapa. Při použití této metody bývá na mapách předpověď určitých meteorologických prvků znázorňována pomocí různě barevných isočar. Čím delší je doba předstihu předpovědi, tím více se obvykle isočáry rozcházejí (viz obrázek č.11 a obrázek č.12), proto se většinou využívají pouze pro předpovědi s kratší dobou předstihu.



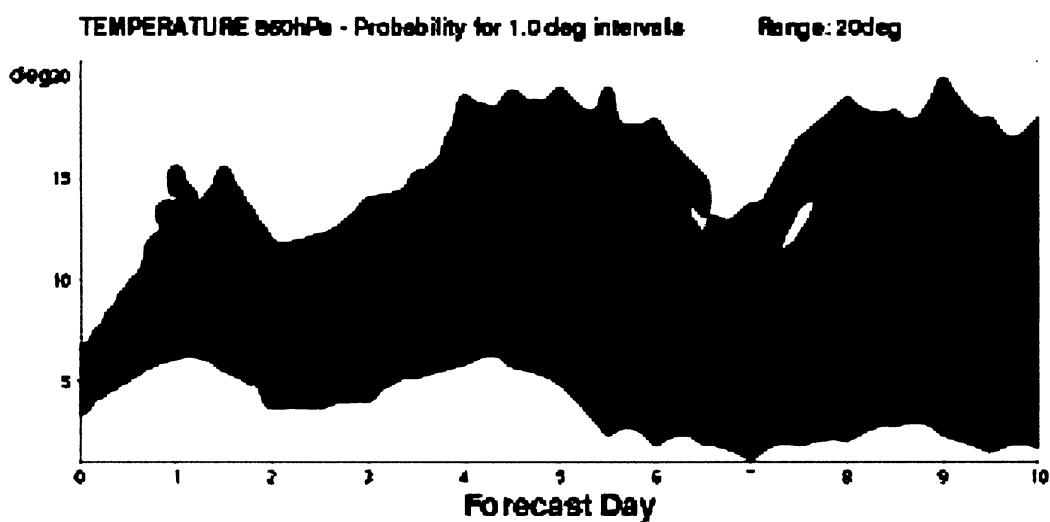
Obrázek č.11 : Předpověď teploty vzduchu (pro zjednodušení znázorněny pouze isotermy -15, 0 a 15°C) nad Evropou ve vrstvě 850hPa, jež byla stanovena s předstihem 24 hodin (NCEP, 2006)



Obrázek č.12 : Předpověď teploty vzduchu (opět pouze isotermy -15, 0 a 15°C) nad Evropou ve vrstvě 850hPa, jež byla stanovena s předstihem 242 hodin (NCEP, 2006)

3.5.2.3 Plumes (vlečky)

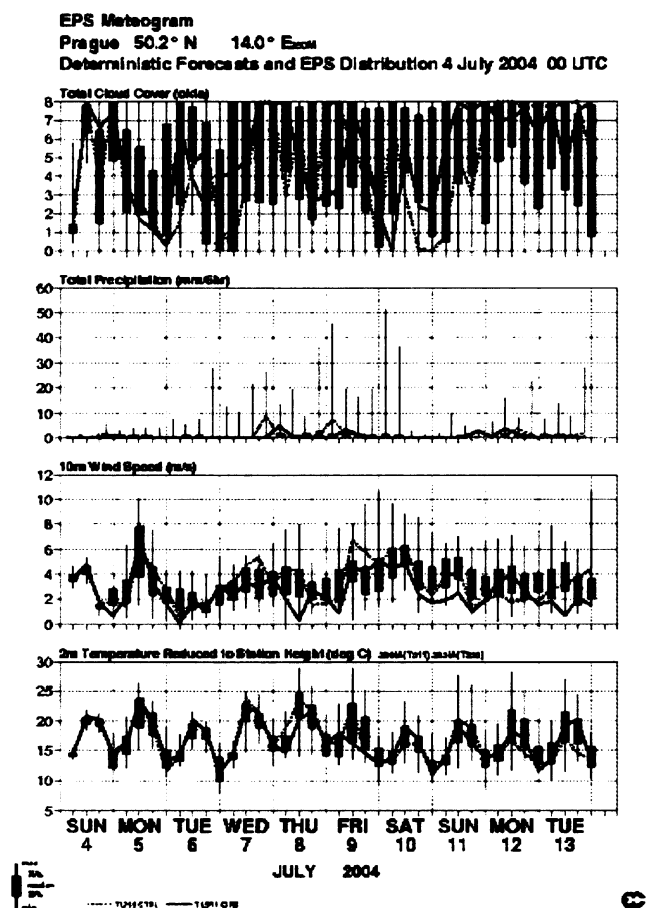
Touto metodou se zobrazuje průběh meteorologických prvků v jednom bodě. Na obrázku č. jsou zobrazeny grafy znázorňující teplotu nad Prahou ve vrstvě 850hPa tak, že tlustá modrá čára vyjadřuje předpoklad hodnot vypočtených při použití největšího rozlišení modelu, ostatní tenké barevné čáry znázorňují výpočty při jiných rozlišeních a světlé pole uprostřed tmavého vyjadřuje nejpravděpodobnější rozhraní výskytu. Výhodou vleček je názornost vývoje pozorovaných prvků v čase.



Obrázek č.13 : Teplota vzduchu nad Prahou v hladině 850 hPa (ECMWF, 2006)

3.5.2.4 Meteogramy

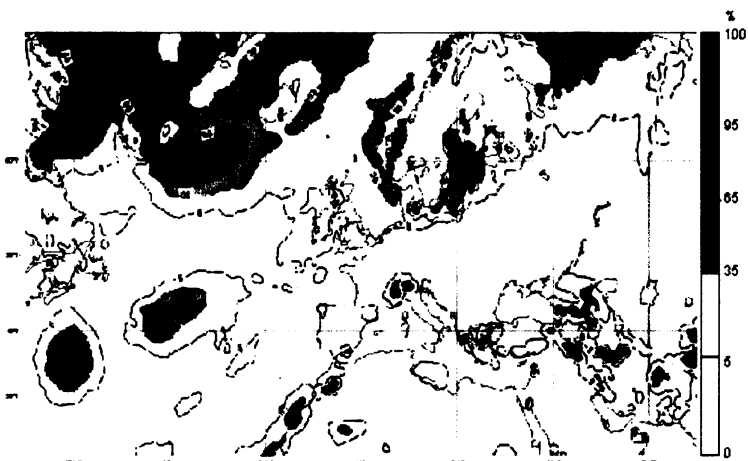
V případě grafického znázornění meteogramy, jde o různé druhy grafů (spojité, sloupcové atd.) pomocí nichž se velice snadno a přehledně znázorňují meteorologické jevy včetně nejistot. V grafu většinou nejsou zobrazovány jednotlivé ansambly ale statistické charakteristiky jejich rozptylu - medián, kvantily (nejčastěji za využití box-plots).



Obrázek č. 14 : Meteogram s délkou předstihu předpovědi 3 dny pro Prahu (ECMWF, 2006)

3.5.2.5 Mapy pravděpodobnosti

Grafickým, či mapovým ztvárněním vyjadřují pravděpodobnost výskytu zkoumaného meteorologického jevu či prvku v určitém čase na daném místě, nebo odklonění určité hodnoty od normálu.



Obrázek č. 15 : Pravděpodobnost překročení rychlosti větru 15 m/s v Evropě (ECMWF, 2006)

3.6 Modely využitelné pro numerickou předpověď počasí v ČR

3.6.1 Model ALADIN

ALADIN (Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Development International) je v současnosti jediným numerickým předpovědním modelem počasí operativně počítaným v České republice. Jedná se o model určený pro menší (omezené) oblasti a krátkodobou předpověď atmosférických procesů (s prostorovým krokem 9 km).

První myšlenky na vytvoření a rozvoj společného numerického předpovědního systému ARPEGE¹ ve verzi LAM² vzešly od francouzské povětrnostní služby Meteo-France již v listopadu roku 1990. Na projektu začalo spolupracovat 7 evropským zemím (Bulharsko, Česko, Francie, Maďarsko, Polsko, Rakousko a Rumunsko), které začaly v roce 1991 pracovat na vývoji tzv. LAM-ARPEGE modelu, jež byl v říjnu téhož roku přejmenován na ALADIN. V současné době byl zahájen v rámci projektu ALADIN-2 vývoj nové generace modelu s prostorovým krokem cca 2km, určeného k operativnímu provozu od roku 2008, jakož i inovované verze modelu s rozlišením 9km, nástupce ALADINa pro příští desetiletí(ČHMÚ, 2006a).



Obrázek č. 16 : Přehled zemí využívajících model ALADIN v současnosti (ČHMÚ, 2006a)

¹ ARPEGE = globální meteorologický systém francouzské povětrnostní služby Meteo-France

² LAM = Limited Area Model = model pro omezenou oblast (zpravidla s velkým rozlišením)

Postup výpočtu modelu ALADIN

Model ALADIN, se v ČHMÚ (Praha – Komořany) operativně počítá v konfiguraci ALADIN/CE na oblasti pokrývající střední, jižní a část západní Evropy. Cílem jeho výpočtu tedy zůstává výběr a zpřesnění dat z globálního modelu pro modelovou oblast (ČR). Výpočet probíhá dle následujících kroků:

- Výpočet globálního modelu ARPEGE v Météo-France (Francie -Toulouse)
- Výběr výsledků pro modelovou oblast ALADIN a jejich přeposlání do ČHMÚ
- Interpolace polí z rozlišení ARPEGE na vyšší rozlišení ALADIN a příprava počátečních dat digitálním filtrem
- Výpočet vlastní předpovědi modelu ALADIN na 54h (průběžné výsledky se zapisují každou hodinu předpovědi)
- Převod získaných výsledků do žádané podoby (mapy, grafy, datové soubory atd.)
- Zveřejnění výsledků

Současná verze modelu používaná v ČHMÚ využívá horizontální rozlišení 9 km. Ve vertikálním rozhraní dokáže model pracovat až ve 43 hladinách. Výpočty jsou počítány v 00 a 12 UTC¹ (Universal Time Coordinated) s předstihem předpovědi 54 hodin, nebo v 06 a 18 UTC s předstihem 24 hodin. Časový krok výpočtu je 360s (ČHMÚ, 2006a).

3.6.2 Model Eta

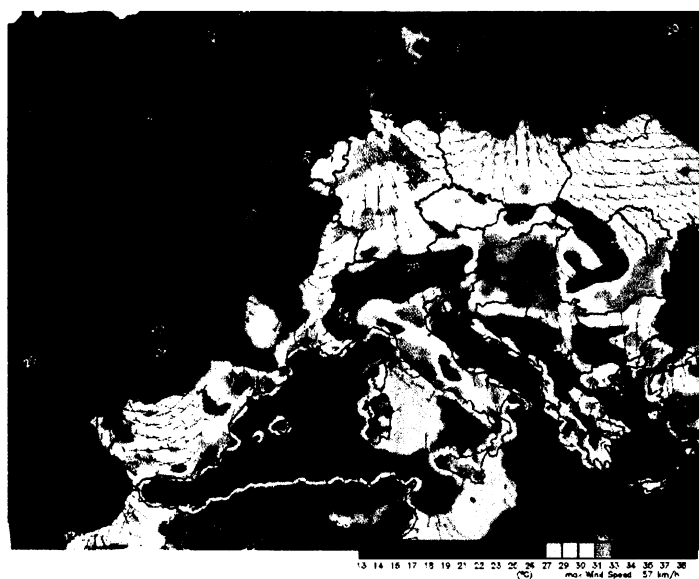
Tento mezinárodní numerický model pro předpověď počasí, mající svůj původ v bývalé Jugoslávii (na Bělehradské univerzitě a federálním hydrometeorologickém institutu), poprvé představili jeho autoři Zavia Janji a Fedor Mesinger již v sedmdesátých letech minulého století. Operačně byl Eta Model spuštěn v Jugoslávii v roce 1978. Eta model prodělal za celou dobu

¹ UTC = Universal Time Coordinated = koordinovaný světový čas

svého fungování mnoho úprav a inovací. V červnu roku 1993 dokonce nahradil přesluhující LFM model (Limited-area Fine Mesh) v samotném Národním Centru pro Environmentální Předpověď (NCEP), což je americká meteorologická služba poskytující celosvětové předpovědi počasí (SEWA, 2003).

V současné době je operativně provozován v devíti státech světa (Brazílie, Černá Hora, Itálie, Jihoafrická republika, Řecko, Spojené státy americké, Srbsko, Tunisko a Turecko). Pro vědu a výzkum jsou však jeho výpočty používány ještě v dalších jedenácti zemích.

Eta model je spouštěn čtyřikrát denně (v 00, 06, 12 a 18 UTC) a vytváří předpovědi s předstihem 84 hodin. Jeho horizontální rozlišení je 12 km. Ve vertikálním směru dokáže počítat předpověď počasí až v 60 vrstvách.

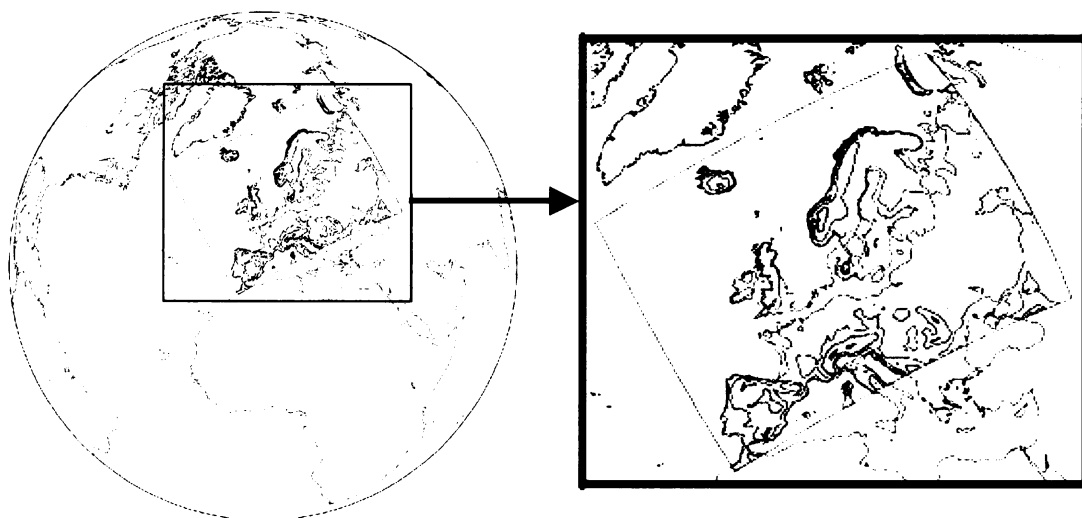


Obrázek č.17: Teplota a vítr v přizemní vrstvě 27.7.2006 (SEWA, 2003)

3.6.3 Model HIRLAM

Program HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) vyvinulo společně Dánsko, Finsko, Irsko, Island, Nizozemsko, Norsko, Španělsko a Švédsko již v roce 1985. Cílem tohoto programu bylo a je vyvinout a udržovat co nejdokonalější numerický systém pro krátkodobou předpověď počasí pro

operativní využití meteorologickými instituty účastnících se států. Postupem času bylo vyvinuto hned několik verzí tohoto programu, které prošli mnoha změnami. Od ledna roku 2006 se pracuje již na sedmé generaci, která by měla být do provozu uvedena v příštím roce pod názvem HIRLAM-A. Veškeré verze modelu jsou soustředěny a aktualizovány v centru ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast), kde jsou také k dispozici ostatním účastnícím se institucím. V současné době se pro výpočty numerických předpovědí počasí nejčastěji využívají verze pracující s horizontálním rozlišením od 55 km do 5 km ($0,55^\circ$ až $0,05^\circ$) v 16 až 40 vertikálních hladinách, kde nejvyšší úroveň představuje výšku nad zemským povrchem cca 30 km (HIRLAM, 2006). Bez problémů tak tento model pokrývá většinu Evropy a Severního Atlantiku.



Obrázek č. 18 : Nákres území, pro které je HIRLAM počítán (HIRLAM, 2006)

Model HIRLAM je spouštěn čtyřikrát denně (v 00, 06, 12 a 18 UTC) a vytváří předpovědi s předstihem 48 hodin (tedy krátkodobé předpovědi). Výpočet předpovědi trvá přibližně tři hodiny. Výsledky výpočtu spuštěného ve 12:00 UTC jsou tedy k dispozici k 15:00 UTC (HIRLAM, 2006). Bližší specifikace provozních parametrů HIRLAMu jsou uvedeny v následující tabulce.

Stát	R°	MB r x p	VÚ	ČK	O (h)	PHP(h)	PDP
Dánsko	0,45	202x190	31	240	6	60	4
	0,15	194x210	31	100	1	36	2
	0,15	272x282	31	100	1	54	4
	0,05	182x170	31	36	1	36	2
Finsko	0,4	194x140	31	180	6	54	4
	0,2	194x140	31	120	3	54	4
Irsko	0,147	438x284	31	225	3	48	4
	0,12	222x210	40	150	3	24	4
Nizozemsko	0,2	406x324	31	360	6	48	4
	0,1	306x290	40	180	3	24	8
Norsko	0,5	188x152	31		3	60	4
	0,1	224x324	31		3	48	2
	0,05	152x150	31		3	48	2
Španělsko	0,5	194x100	31		6	48	4
	0,2	194x100	31		3	24	4
Švédsko	0,4	202x178	31	600	6	48	4
	0,2	162x142	31	180	3	36	4

Tabulka č.4 : Odlišnosti parametrů High Resolution Limited Area Model používaných ve vybraných státech v roce 2003 (HIRLAM, 2006)

Vysvětlivky: R°=Rozlišení ve stupních; VÚ=Počet vertikálních úrovní; ČK=Časový krok v sekundách; O(h)=časový odstup v hodinách; PHP=doba předstihu hlavní předpovědi; PDP=počet denních předpovědí

3.6.4 Model ECMWF

V roce 1973 vznikla v anglickém Readingu organizace s názvem European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), jejímž hlavním cílem bylo vybudovat numerický předpovědní model, schopný vytvářet střednědobou předpověď počasí. Jejimi zakladateli byly tehdejší státy Evropské unie a bývalá Jugoslávie. Nyní je v centru soustředěno 18 členský a 6 smluvně přičleněných států (viz. obrázek č.) a dále Světová meteorologická organizace (WMO), Evropská organizace pro využití meteorologických družic (EUMETSAT) a Africké centrum meteorologických informací (ACMAD).



Obrázek č. 19 : Mapa členských států ECMWF a států smluvně přidružených (na základě informací ECMWF, 2006)

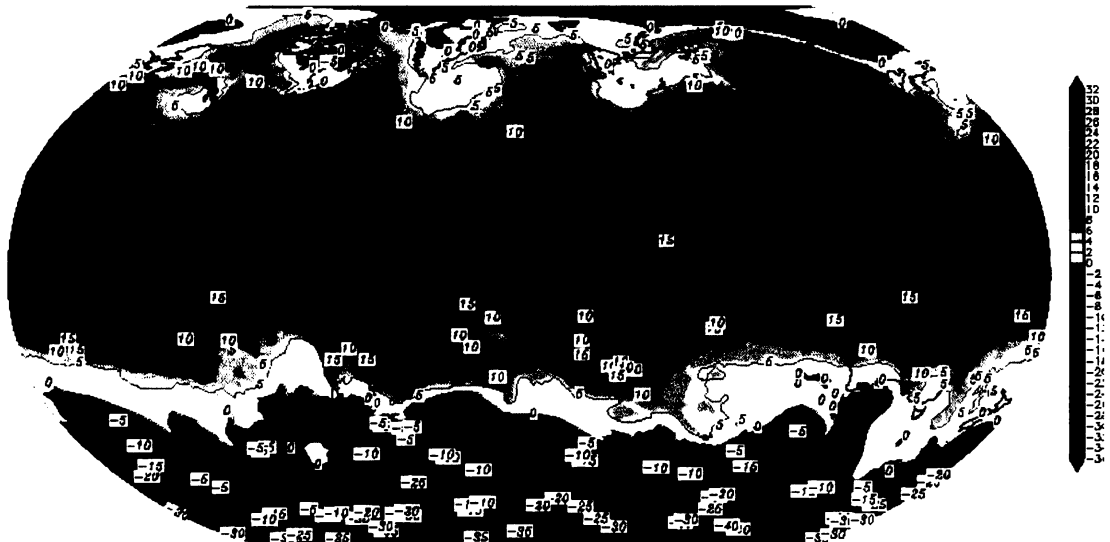
Pro samotné předpovědi modelu jsou data k výpočtu získávána asimilací dat, která se provádí dvakrát denně, ze získaných informací z období 03-15 UTC. Hodnoty meteorologických prvků, potřebných k výpočtu modelu, se tedy zjišťují nejen z výchozího měření a pozorování a jejich přepočtem do pravidelné sítě, ale také asimilací dat aktuálního stavu (zjištěných v době nového běhu) do sítě minulého běhu modelu.

Předpovědi jsou počítány dvakrát denně (ve 12 a 00 UTC) na 240 hodin (10 dní) dopředu globálním modelem T511 L60 (T511 je tzv. vlnové číslo udávající horizontální rozlišení modelu – v tomto případě 40km, a L60 značí počet hladin modelu – v tomto případě 60 od země až po hladinu 0,1 hPa - cca do výšky 64 km). Časový krok je 15 minut (ECMWF, 2006).

3.6.5 Model GFS

Zkratka GFS znamená "Global Forecast System". Jedná se o model pro předpověď počasí na celé Zemi. Model je provozován Americkým NCEP (National Centers for Environmental Prediction) jež je jednou ze složek NWS (National Weather Service). GFS model je v nynější době počítán 4x denně a to v 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, a 18 UTC. Předpovědi mohou být stanovovány s předstihem až 384 hodin (16 dní). Interně používá tento

model pro předpovědi do 84 hodin rozlišení 50 km, do 180 hodin rozlišení 80 km, a dále pak rozlišení 110 km. V závislosti na požadované cílové informaci lze předpověď počítat až v 64 vertikálních vrstvách (NCEP, 2006)



Obrázek č.20: Teplota vzduchu v hladině 850 hPa dne 28.7.2006 (NCEP, 2006)

3.6.6 Model DWD

DWD (Deutscher Wetterdienst) model je produktem stejnojmenné německé povětrnostní služby sídlící v Offenbachu. Deutscher Wetterdienst byla založena již v roce 1952. Dnes je celosvětově uznávanou meteorologickou organizací s více než třicetiletou historií svého numerického předpovědního modelu. V současné době je model počítán ve dvou úrovních (Globální, Lokální) lišících se rozlišením a velikostí simulovaného území.

- Globální model – Využívá pro své výpočty horizontální rozlišení 60 km. Bývá počítán třikrát denně (v 00 , 12 a 18 UTC), přičemž výpočty započaté v 00 a 12 UTC produkují předpověď s časovým předstihem 174h a výpočet z 18UTC s předstihem 48h (DWD, 2006).

- Lokální model – Používá horizontální rozlišení 7 km. Operativně bývá počítán v 00, 12 a 18 UTC a vytváří předpovědi s předstihem 72h. Všechny předpovědi regionálního modelu jsou počítány ve 35 vertikálních vrstvách (DWD, 2006).



Obrázek č.21 : Nákres mřížky globálního modelu s výsečí znázorňující oblast zájmu lokálního modelu (DWD,2006)

Deutscher Wetterdienst dále poskytuje data globálního DWD modelu ještě dalším 13 zemím (Brazílie, Bulharsko, Čína, Indie, Itálie, Izrael, Omán, Polsko, Rumunsko, Řecko, Španělsko, Švýcarsko, Vietnam), které je využívají pro tvorbu vlastních regionálních předpovědí.

3.7 Nejistota vstupních dat

Slovo předpověď již ve svém názvu vyjadřuje jistou dávku nejistoty nad mírou úspěšnosti stanovovaného výsledku. Faktorů, vstupujících do procesu vytváření předpovědi, je velké množství. Každý z nich však také vnáší do výpočtu nejistotu a ovlivňuje tím i úspěšnost získaného výsledku. Kumulace nepříznivých vlivů jednotlivých faktorů může hrát v celkovém výsledku významnou roli. Chyb vnesených do procesu výpočtu předpovědi

se v současné době nelze vyvarovat, je ale důležité o nich vědět a snažit se je co nejvíce eliminovat a vyjádřit je jako doplňkovou informaci k vlastní předpovědi.

Nejistota předpovědí je dána z velké části následujícími faktory:

- Vstupní data – Kvalita vstupních dat je vždy diskutabilní. Chyby vnesené do výpočtu právě vstupními daty jsou často výsledkem všech níže uvedených bodů. Chyby vnesené vstupními daty často vznikají i z důvodu nedostupnosti některých měření (např. data ztracená při chybě softwaru atd.). Ačkoliv lze tato data pro potřeby výpočtu doplnit dopočítáním chybějících hodnot datové řady, přináší takovýto výsledek řadu pochybností a nejistot.
 - Nedostatečná kontrola vstupů – Vstupy do modelů procházejí testováním, jehož cílem je identifikace chybných údajů. Nastavení kontrolních limitů však nemůže být nikdy stoprocentní.
 - Vzniklé v důsledku pochybení měřící techniky – Nejistoty mohou do předpovědi vnést i odchylky měření vzniklé narušením citlivosti měřících čidel přístrojů (v důsledku poškození, znečištění, námrazy atd.).
- Vzniklé nepřesnosti vlastního modelu – nepřesnosti vzniklé chybným nastavením samotné výpočetní techniky nebo některého z jejich parametrů. Nepřesnosti dané slabší rozlišovací schopností modelu. Nepřesnosti dané nutnou schematizací simulovaných procesů v modelu.
- Vzniklé vlivem výskytu neočekávaných události – Zejména u předpovědních modelů s omezenou plochou působnosti může dojít k tomu, že se v době předstihu stanovené předpovědi dostane do

oblasti neočekávaný faktor, který model při výpočtu nebral v úvahu, neboť se buď vyvíjel zcela mimo zájmovou oblast modelu nebo nastal naprosto neočekávaně (např.: zahalení atmosféry kouřem a prachem v důsledku rozsáhlých požárů či výbuchu sopky; jiný (slabší/silnější) vývoj inverzní situace; z dlouhodobého hlediska i změna evapotranspirace vlivem kácení porostu či rapidním zvýšením produkce CO₂ v oblasti atd.)

Vymezit přesné skupiny nejistot předpovědí je obtížné. Mnoho faktorů je spolu úzce provázáno nebo se mohou navzájem doplňovat či fungovat antagonisticky. I kdyby se však podařilo eliminovat veškeré nejistoty dané technickými zařízeními a vlastním modelem, velkou roli v procesu vnášení nejistot do výpočtu bude mít stále příroda, která ve spojení s fyzikálními zákonitostmi (erupce, inverze, El Nino apod.) bude vždy ovlivňovat úspěšnost předpovědí.

3.8 Vyhodnocování úspěšnosti předpovědí teplot numerických modelů pro účely hydrologického modelování

Teplota vzduchu je spolu se srážkami jedním z nejdůležitějších faktorů, které ovlivňují odtokové poměry českých řek. Hlavní roli teplota vzduchu hraje při přeměně skupenství vody. Náhlé oteplení v jarních měsících, způsobující oblevy, nebo dlouhotrvající sucha doprovázená vysokými teplotami (vysoká evapotranspirace) mohou způsobovat velké škody nejenom na majetku (povodně), ale i v lodní dopravě, průmyslu a zemědělství (nedostatek vody, sucho). V mnohých případech lze škodám předcházet vhodným hospodařením s vodou. K tomu je důležitá včasná a kvalitní hydrologická předpověď. Míra její úspěšnosti, je však závislá na datech, se kterými pracuje. I proto je velice důležité znát úspěšnost numerických předpovědních modelů, ze kterých získává data.

Vzhledem k poměrně husté síti pozemních měřicích stanic lze celkem spolehlivě vyhodnotit úspěšnost předpovědí teplot numerických modelů

v přízemní vrstvě atmosféry. Výsledku lze docílit porovnáním gridového výstupu modelu s gridem vytvořeným z dat pozemních měřících stanic. Důležité je přitom pracovat s maximálním prostorovým rozlišením modelu, které předurčí co možná nejmenší velikost buněk sítě jímž je hodnota teploty vzduch formou gridového výstupu přiřazena. Výsledky získané porovnáním skutečné a předpovídané hodnoty teploty vzduchu, tedy úspěšnosti předpovědi, jsou při maximálním rozlišení přesnější.

V současné době se v operativní hydrologii využívají dva typy hydrologických modelů, z nichž každý vyžaduje jiný přístup vyhodnocování úspěšnosti numerických předpovědí. Hydrologické modely jsou:

- Lumped – tyto modely uvažují povodí jako jeden celek. Z toho důvodu do procesu hydrologického modelování vstupuje pouze jedna hodnota (průměrná) teploty vzduchu. Úspěšnost numerických předpovědních modelů, jejichž data hydrologický model využívá, je pak třeba vyhodnotit jako odchylku průměrné teploty v povodí předpovídané a průměrné teploty v povodí naměřené.
- Distribuované – tyto modely neuvažují povodí jako jeden celek, ale jako síť gridových bodů. Do procesu hydrologického modelování pak může vstupovat několik hodnot teploty vzduchu (podle množství gridů v povodí). Úspěšnost numerických předpovědních modelů se pak nejčastěji stanovuje pomocí korelační matice.

Principem využití metody korelační matice je výpočet míry závislosti (odlišnosti) gridového výstupu meteorologického modelu a gridu vytvořeného z dat pozemních meteorologických stanic. Nejprve je tedy nutné převést předpovědi a pozorování do shodné gridové sítě. Výstupy modelu většinou již v gridové formě jsou, naopak bodová data z pozorování meteorologických stanic je třeba interpolovat za použití nejlépe krigingové metody se zohledněním nadmořské výšky gridového bodu.

Poté lze přistoupit k výpočtu párového korelačního koeficientu mezi dvěma proměnnými, které v tomto případě představují hodnoty teploty předpovídané a teploty skutečně naměřené v určitém gridu sítě.

$$r_{y1} = \frac{n \sum y_i x_{1i} - \sum y_i \sum x_{1i}}{\sqrt{\left[n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2 \right] \left[n \sum x_{1i}^2 - (\sum x_{1i})^2 \right]}}$$

$$r_{y2} = \frac{n \sum y_i x_{2i} - \sum y_i \sum x_{2i}}{\sqrt{\left[n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2 \right] \left[n \sum x_{2i}^2 - (\sum x_{2i})^2 \right]}}$$

$$r_{12} = \frac{n \sum x_{1i} x_{2i} - \sum x_{1i} \sum x_{2i}}{\sqrt{\left[n \sum x_{1i}^2 - (\sum x_{1i})^2 \right] \left[n \sum x_{2i}^2 - (\sum x_{2i})^2 \right]}}$$

$r_{y1}, r_{y2}, r_{12} \dots$ párové korelační koeficienty
 $x; y \dots$ proměnné – teplota předpovídaná a skutečná
 $n \dots$ celkový počet gridových bodů (předpovídaných/naměřených teplot)

Výsledná čísla ($r_{y1}, r_{y2}, r_{12} \dots$) mohou nabývat hodnot od 0 do 1, přičemž v ideálním případě naprosto shodné předpovídané a skutečně naměřené teploty se budou rovnat 1. V opačném případě (bude-li se výsledek blížit nule) bude naměřené teplota vzduchu naprosto odlišná od předpovídané.

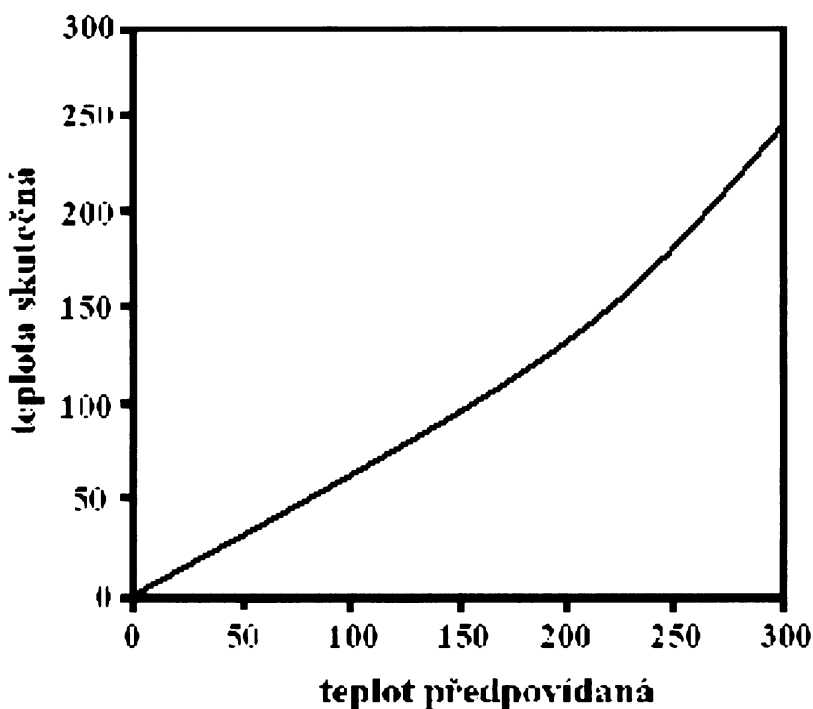
Pro komplexní vyhodnocení úspěšnosti modelu pak budou získané dílčí výsledky ($r_{y1}, r_{y2}, r_{12} \dots$) zaneseny do korelační matice symetrické podle hlavní diagonály:

$$R = \begin{bmatrix} 1 & r_{12} & \dots & r_{1k} \\ r_{21} & 1 & \dots & r_{2k} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{k1} & r_{k2} & \dots & 1 \end{bmatrix}$$

Získaný výsledek (R) pak podobně jako u r_{y1}, r_{y2}, r_{12} atd. bude vypovídat o celkové úspěšnosti předpovědí stanovovaných modelem (1 = zcela přesný; 0 = zcela nepřesný).

3.8.1 Identifikace chyby numerického modelu

K určení, zdali numerický předpovědní model nemá trvalou tendenci chyby (biasu) lze použít analýzu podvojně součtové čáry. Jde o porovnání dvou časových řad (teplota předpovídaná a skutečná) jednoho bodu (gridu), nebo průměrné teploty povodí. Podvojná součtová čára se vytváří nanášením kumulativních hodnot teploty předpovídané a skutečné do grafu (viz. následující obrázek).



Obrázek č. 22: podvojná součtová čára

Z obrázku je pak dobře čitelná tendence modelu nadhodnocovat předpovídanou hodnotu teploty vzduchu vůči skutečně naměřeným. Identifikace takového biasu předpovědi teplot lze zohlednit postprocesingem výstupů meteorologického modelu před jeho vstupem do výpočtu hydrologických modelů.

4 ZÁVĚR

Hlavním tématem práce je popis problematiky simulace a meteorologických předpovědí teplot, s důrazem na území České republiky.

Práce je rozdělena do 2 tématických kapitol. Na počátku práce je pozornost věnována Fyzicko-geografickým charakteristikám území ČR, které mají vliv na rozložení teploty na území České republiky. Podrobněji jsou zmíněny reliéf, geologická stavba a klima, a to především ve vztahu k ovlivnění teplotních poměrů našeho území.

Hlavní částí práce, je teoretický popis problematiky numerické předpovědi teplot. Jsou popsány předpovědní metody, problematika vstupních dat a jejich vlivu na úspěšnost předpovědi teploty. Pozornost je věnována i různým typům produktů meteorologických modelů (zpracování výstupů numerických modelů a grafické výstupy zejména ansámblových předpovědí).

Zmíněny jsou charakteristiky nejužívanějších meteorologických modelů ve světě (ALADIN, Eta, HIRLAM, ECMWF, GFS a DWD).

Pozornost je věnována i faktorům ovlivňujícím přesnost stanovované předpovědi a její nejistotu a metodám vyhodnocení úspěšnosti předpovědi numerických modelů ve vztahu k hydrologickému modelování.

Tato práce slouží jako teoretický základ pro vypracování diplomové práce, která se bude zabývat problematikou předpovědí teplot v povodí Labe z hlediska jejich využitelnosti v operativním hydrologickém modelování.

5 LITERATURA A DALŠÍ PODKLADY

- Literatura:

Balatka, B., Sládek, J. (1962): Říční terasy v českých zemích. Praha, Geofond v NČSAV, 580 str.

Balatka, B., Czudek, T., Demek, J., Sládek, J. (1973): Regionální členění reliéfu ČSR. Sborník ČSSZ 78, č. 2, Praha, str. 81-96.

Bednář, J. (1989): Pozoruhodné jevy v atmosféře. Academia, Praha, 236 str.

Bednář, J. (2003): Meteorologie. Portál, Praha, 200 str.

Brázdil, R., Koryta, O. (2000): History of Weather and Climate in the Czech Lands IV. Masarykova univerzita, Brno, 349 str.

Červený, J. (1984): Podnebí a vodní režim ČSSR. SZN, Praha, 416 str.

Červinka, P. (1995): Antropogenní transformace přírodní sféry. Karolinum, Praha, 68 str.

Daňhelka, J. (2005): Nejistota operativních hydrologických předpovědí – Disertační práce, Praha, 217 str.

Demek, J. (1987): Obecná geomorfologie. Academia, Praha, 476 str.

Demek, J., Quitt, E., Raušer, J. (1976): Úvod do obecné fyzické geografie. Academia, Praha, 404 str.

Demek, J., Zeman, J. (1979): Typy reliéfu Země. Academia, Praha, 327 str.

Firth, P., Stuart, S.G. (1993): Global climate change and freshwater ecosystems. Springer-Verlag, New York, 321 str.

Haltiner, G.J., Williams, R.T. (1980): Numerical Prediction and Dynamic Meteorology. John Wiley & Sons, New York, 477 str.

Horník, S. a kol. (1986): Fyzická geografie II. SPN, Praha, 319 str.

Hynek, A. (1984): Pedogeografie, SPN, Praha, 320 str.

Kalvová, J., Moldon, B. (1996): Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů. Karolinum, Praha, 162 str.

Král, V. (1999): Fyzická geografie Evropy. Academia, Praha, 348 str.

Kunský, J. (1974): Československo fyzicky zeměpisně. SPN, Praha, 252 str.

Kolektiv autorů (2001): Příroda a lidé Země. ČGS, Praha, 135 str.

Lynch, J. (2002): Wild Weather. BBC Worldwide, London, United Kingdom 240 str.

McCarthy, J.J. a kol. (2001): Climate change - Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, str. 641–692.

Moravec, D., Votýpka, J. (1998): Klimatická regionalizace České republiky. Karolinum, Praha, 87 str.

Netopil, R. a kol. (1984): Fyzická geografie I. SPN, Praha, 272 str.

PWN (1973): Encyklopedia powszechna. Państwowe wydawnictwo naukowe, Warszawa, 831str.

Roth, G. (2000): Encyklopedie počasí. Euromedia Group, Praha, 293 str

Šopko, F., Sander, M. (2003): Předpovědní systém ECMWF, produkty a jejich využití v předpovědní službě ČHMÚ. Meteorologické zprávy, roč.56, s.119-123

Vysoudil, M. (1997): Meteorologie a klimatologie pro geography. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomoc, 232 str.

- Přednášky:

Trnka, M. (2006): Aplikovaná bioklimatologie. přednášky, Agronomická fakulta MZLU, Brno

Kastner, J.(2004): Meteorologie a klimatologie. Přednášky, PČFUK, Praha

Kliment, Z. (2004): Přírodní geosystémy. Přednášky, PŘFUK, Praha

Šetrná, L. (2005): Pedogeografie a biogeografie. Přednášky, PŘFUK, Praha

- Internet:

ČHMÚ (2005): Sezónní klimatologické předpovědi. Web ČHMÚ.
[http://www.chmi.cz/poboc/HK/OK/CLIMFOR/cf_main.htm – 4.6.2006]

- ČHMÚ (2006a): ALADIN. Web ČHMÚ.
[<http://www.chmi.cz/meteo/ov/aladin/aboutaladin/index.php>- 11.6.2006]
- ČHMÚ (2006b): Informace o klimatu. Web ČHMÚ.
[<http://www.chmi.cz/meteo/ok/infklim.html> – 10.6.2006]
- ČHMÚ (2006c): Střednědobá předpověď a ansámblové předpovědi z centra ECMWF. Web ČHMÚ. [<http://www.chmi.cz/meteo/olm/Archiv/Ansambly.htm> – 11.6.2006]
- ČHMÚ (2006d): Vybrané metody výpočtu evaporace a evapotranspirace. Web ČHMÚ.
[<http://frailea.chmi.cz/meteo/CBKS/sbornik03/prispevky/Kohut.pdf> – 16.6.2006]
- UPOL (2006): Voda. Web Univerzity Palackého v Olomouci.
[<http://ekologie.upol.cz/ku/2/5Voda.pdf> – 21.6.2006]
- MUNI (2003): Předpověď počasí. Web Masarykovy univerzity v Brně.
[www.geogr.muni.cz/archiv/vyuka/MeteoKlima/PredpovedPocasi.pdf – 12.6.2006]
- MetEd (2006): How Mesoscale Models Work. Web Meteorology Education & Training. [<http://meted.ucar.edu/mesoprism/models/index.htm> – 16.6.2006]
- NCEP (2006): National Centers for Environmental Prediction.
[<http://www.emc.ncep.noaa.gov/modelinfo/>- 15.7.2006]
- ECMWF (2006): European Centre for Medium Range Weather Forecast, Web EMMWF. [<http://www.ecmwf.int/> - 14.6.2006]
- SEWA (2003): Eta model. Web South Environmental and Weather agency.
[<http://www.sewa-weather.com/eta.html> – 1.6.2006]
- HIRLAM (2006): High Resolution Limited Area Model. Web HIRLAM.
[<http://hirlam.org/> - 30.6.2006]
- Herber, V. (2005): Geomorfologický vývoj a geomorfologické regiony České republiky. [http://www.herber.kvalitne.cz/FG_CR/geomorfologie.html – 13.7.2006]
- DWD (2006): Deutscher Wetterdienst. Web DWD.
[<http://www.dwd.de/de/de.htm> – 1.7.2006]
- Wikimedia (2005): Brisa. Web Wikimedia. [http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/9/96/Diagrama_de_formacion_de_la_brisa-breeze.png - 1.8.2006]