

**Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta**

DOKTORSKÁ DISERTAČNÍ PRÁCE



Aleš Farda

**Dynamický downscaling teploty vzduchu v oblasti
střední Evropy**

Vedoucí disertační práce: Doc. RNDr. Jaroslava Kalvová CSc.

Studijní obor: Meteorologie a klimatologie

Na tomto místě bych chtěl vyjádřit svůj dík velkému množství lidí, bez jejichž pomoci by tato práce nikdy nevznikla.

V první řadě se jedná o vedoucí mé disertační práce paní Doc. RNDr. Jaroslavu Kalvovou CSc. Její pomoc, trpělivost a podpora byla naprosto nepostradatelná. Dále pak děkuji mým kolegům z ČHMÚ, KMOP MFF a Météo France, kteří mi pomohli v práci s modelem ALADIN, vyhodnocením jeho výsledků a umožnili mi přístup k potřebným datům a znalostem. Zvláštní dík pak patří mým blízkým spolupracovníkům Petrovi Skalákovi a Petrovi Štěpánkovi.

Tato práce využívá výsledky dosažené v rámci projektů 6. rámcového programu Evropské komise ENSEMBLES a CECILIA.

Prohlašuji, že jsem svou disertační práci napsal samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce.

V Praze 30.6 2008

Obsah

1. Úvod	6
2. Klimatické modely a model ALADIN	8
2.1 Vývoj a metody klimatického modelování	8
2.2 Globální klimatický model ARPEGE-Climat	10
2.3 Regionální klimatický model ALADIN-Climate/CZ	13
2.4 Diagnostika teploty ve 2 m	15
2.5 Technologická linka modelu ALADIN-Climate/CZ	16
3. Experimenty, data a metody verifikace	23
3.1 Popis a příprava experimentů	23
3.2 Použitá data	27
3.3 Použité metody verifikace	29
4. Test dlouhodobé integrace modelu	32
5. Integrace modelu v rozlišení 25 a 50 km	37
5.1 Úvod	37
5.2 Evaluace velkoprostorové cirkulace	38
5.3 Pole teploty vzduchu – základní vyhodnocení	40
5.3.1 Odchylka pole teploty vzduchu	40
5.3.2 Vybrané statistické charakteristiky pole teploty vzduchu	43
5.3.3 Vybrané charakteristiky pole teploty vzduchu	47
6. Integrace modelu v rozlišení 10 km	53
6.1 Úvod	53
6.2 Pole teploty vzduchu – základní vyhodnocení	55
6.2.1 Odchylka pole teploty vzduchu	55
6.2.2 Vybrané statistické charakteristiky pole teploty vzduchu	59
6.2.3 Porovnání s modelem ARPEGE-Climat	61
6.2.4 Vybrané charakteristiky pole teploty vzduchu	66
7. Studie citlivosti modelu na volbu domény	69
7.1 Pole teploty vzduchu	70
7.2 Pole úhrnů srážek	74

7.3 Závěry studie	79
8. Závěr	80
Literatura	83

1. Úvod

Globální klimatické modely (GCM) jsou v současnosti nejdůležitějším nástrojem pro studium klimatického systému a predikci budoucích změn klimatu. To je dáno jejich komplexností, s níž jsou schopny rozlišit, popsat a kvantifikovat vliv jednotlivých fyzikálních procesů na vlastnosti a chování klimatického systému jako celku. Tato komplexnost globálních klimatických modelů je ovšem spojena s vysokými nároky na potřebný výpočetní čas či na archivační kapacity. Tato v zásadě technická a ekonomická omezení pak limitují možnosti a použití těchto modelů pro studium procesů odehrávajících se v lokálním měřítku, které ale mají významný a někdy i rozhodující vliv na chování polí meteorologických prvků. To platí zvláště pro přízemní pole, která jsou v globálních modelech často nepřesně reprodukována.

Dostatečně spolehlivá lokální informace je ovšem nepostradatelná pro studium a kvantifikaci dopadů budoucího klimatu na širokou škálu lidských činností, jakými jsou zejména vodohospodářství, zemědělství, lesnictví a zdravotnictví. Nastala tedy potřeba vyvinout dostatečně spolehlivé metody, které by umožnily získat takovou informaci z výstupů globálního modelu nepřímo. To vedlo k vývoji a využívání postupů známých pod označením statistický a dynamický downscaling. První z těchto postupů využívá skutečnosti, že globální model reprodukuje dostatečně přesně výšková pole a snaží se nalézt statistickou vazbu mezi nimi a přízemními polí. Tato vazba identifikována v datech o současném klimatu je pak aplikována na výstupy polí globálního modelu v budoucnosti a tím umožňuje získat potřebnou informaci o predikovaném poli.

Druhá jmenovaná metoda, dynamický downscaling, je založena na použití regionálního klimatického modelu. Takový model je organizován stejně jako jeho globální protějšek, avšak je aplikován pouze na zvolenou omezenou oblast zemského povrchu. Proto se tento model označuje v angličtině často jako „Limited Area Model“. Prostředky ušetřené rozhodnutím použít regionální model a provádět výpočty pouze na vybrané oblasti (ve srovnání s celoplanetární simulací globálním modelem) pak mohou být použity pro významné zvýšení horizontálního rozlišení regionálního modelu. A právě této metodě a jejímu použití pro studium chování pole teploty vzduchu je věnována naše práce.

Pro tyto účely jsme použili regionální model ALADIN, který je v numerické předpovědní verzi spoluvyvíjen a používán na ČHMÚ. Jedná se o baroklinní spektrální model založený na systému základních rovnic s dvojhladinovým semi-Lagrangeovským semi-implicitním časovým schématem. Vývoj jeho předpovědní verze probíhá v rámci konsorcia 17 evropských, severoafrických a asijských zemí. Klimatická verze modelu je pak používána ve Francii, České republice, Maďarsku a Bulharsku.

V této práci prezentujeme výsledky integrací provedených nejprve s předpovědní verzí modelu ALADIN, která pro nás znamenala výchozí stav pro další vývoj a dále výsledky integrací modelu ALADIN-Climate/CZ, jak označujeme verzi modelu upravenou pro používání v rámci klimatického modelování. Zaměřili jsme se na chování

pole přízemní teploty simulované při použití tzv. ideální okrajové podmínky, kterou reprezentuje meteorologická re-analýza. Její důležitost spočívá ve skutečnosti, že představuje nejpřesnější dostupnou informaci o současném klimatu a umožňuje tedy dostatečně spolehlivě verifikovat a studovat modelové simulace. Tyto studie byly provedeny pro tři horizontální rozlišení modelu: 50, 25 a 10 km, čímž je v podstatě pokryta škála horizontálního rozlišení v níž se současné regionální klimatické modely používají. Po provedení těchto studií jsme jako počáteční a boční okrajovou podmínku použili výstupy globálního klimatického modelu ARPEGE-Climat, laskavě poskytnuté francouzskými kolegy. Studovali jsme výsledné kontrolní klima a vůči němu jsme porovnali i výsledky integrace podle emisního scénáře A1B provedené pro roky 2020-2050. Na závěr jsme se věnovali i otázce vlivu volby integrační oblasti na kvalitu simulovaných polí srážek a teploty vzduchu. Tato studie byla provedena pro Balkánský poloostrov a představuje zároveň i určitý test modelu mimo oblast střední Evropy, kde je obvykle používán.

Naše integrace probíhaly v rámci mezinárodních projektů Evropské komise ENSEMBLES (Hewitt et al., 2004) a CECILIA (www.cecilia-eu.org) a vzhledem k vysokým nárokům na dostupný výpočetní čas centrálního superpočítače ČHMÚ probíhaly včetně prvních testů modelu v období 2004-2008.

Tato disertační práce je organizována následujícím způsobem: v kapitole 2 v krátkosti popisujeme metody klimatického modelování a představujeme modely ALADIN-Climate/CZ a ARPEGE-Climat. V kapitole 3 pak popisujeme experimenty, které jsme provedli a jejich vstupní data. Dále je zde uveden popis dat, které jsme použili pro verifikaci modelu a představení naší metodologie použité pro verifikaci modelových výstupů. V kapitole 4 je prezentován výsledek experimentu s předpovědní verzí modelu na rozsáhlé integrační doméně. Tato kapitola názorně ilustruje rozdíl v chování mezi předpovědním a klimatickým modelem. Kapitola 5 pak obsahuje výsledky experimentů v rozlišení 50 a 25 km provedených rovněž na integrační doméně z kapitoly 4. V kapitole 6 pokračujeme vyhodnocením výsledků experimentů ve vysokém horizontálním rozlišení 10 km provedených na malé střeoevropské doméně. Zde jsou uvedeny výsledky simulací provedených s výstupy modelu ARPEGE-Climat pro současné a budoucí klima. Kapitola 7 je věnována sérii experimentů provedených v oblasti Balkánu, které jsou zaměřeny na citlivost modelu v souvislosti s volbou jeho integrační oblasti. Závěry naší práce pak shrnujeme v kapitole 8.

2. Klimatické modelování a model ALADIN

V této kapitole se věnujeme základnímu výkladu teorie klimatického modelování a uvádíme stručný popis modelů ARPEGE-Climat a ALADIN-Climate/CZ. Na vyhodnocení výsledků těchto modelů je založena tato práce. Součástí této kapitoly je také popis přípravy dat pro integraci a následného zpracování modelových výstupů. Uvádíme také nástin postupů a úprav, které je třeba s modelem ALADIN provést v rámci jeho přípravy pro klimatické experimenty, a dále představujeme systém, v němž byly klimatické integrace prováděny.

2.1 Vývoj a metody klimatického modelování

První pokusy pochopit vliv atmosférické koncentrace radiačně aktivních plynů, jakým je CO_2 , na chování teploty vzduchu probíhaly už od přelomu 19. a 20. století. Jeden z prvních takových experimentů je popsán ve studii švédského vědce Svante Arrhenia, který se zabýval vlivem vzrůstu koncentrace CO_2 . Výsledky jeho práce byly publikovány již v roce 1896 (Arrhenius, 1896). Nicméně v tehdejší době byl podobný výpočet poměrně náročný a navíc ovlivněný velkou chybou měřených údajů absorpce infračerveného záření vodní párou a CO_2 , které Arrhenius použil, takže jím spočtené hodnoty vzrůstu teploty v reakci na zdvojnásobení koncentrace CO_2 v atmosféře jsou nepřesné, byť se pohybují ve stejném řádu jako aktuální projekce zveřejněné Mezinárodním panelem pro změnu klimatu IPCC (2007).

Teprve v období po druhé světové válce umožnil rozvoj potřebných matematických metod spolu s lepším pochopením fyzikálních dějů probíhajících v atmosféře významný pokrok v oblasti numerického modelování, který se uplatnil i v oblasti klimatického výzkumu.

K první generaci klimatických modelů můžeme zařadit modely energetické bilance (Energy Balance Models, EBM). Tento typ modelu popisuje chování klimatického systému pomocí rovnice energetické bilance, která je aplikována na Zemi jako celek (nula-dimenzionální formulace). Jako prognostická veličina zde vystupuje teplota zemského povrchu. Energetická bilance je pak určována zejména dopadajícím krátkovlnným slunečním zářením, dlouhovlnným vyzařováním a albedem Země. Model může být také používán ve své komplikovanější jednodimenzionální variantě, kdy popisuje celou hemisféru od rovníku po pól. V takovém případě je klimatický systém reprezentován jednotlivými zonálními pásy. V rovnici energetické bilance pak navíc přibývá člen, vyjadřující tepelné toky mezi sousedními zonálními pásy.

Dalším příkladem jednodušších klimatických modelů jsou radiačně-konvektivní modely (Radiative-Convective Models, RCM), které už člení atmosféru na více jednotlivých vertikálních vrstev a z tohoto důvodu jsou také řazeny do skupiny jednodimenzionálních modelů. Rozlišená vertikální struktura atmosféry už umožňuje popis vlivu některých atmosférických procesů na chování klimatického systému. V blízkosti zemského povrchu se jedná hlavně o zahrnutí vlivu konvekce, která významně přispívá k redistribuci tepelné energie a vlhkosti podél vertikály, a dále interakci jednotlivých atmosférických vrstev s procházejícím zářením. Tyto modely je také možné také používat i pro studium a vývoj fyzikálních parametrizací určených pro použití v pokročilejší generaci modelů, jakými jsou globální či regionální klimatické modely.

Poněkud komplexnějším typem klimatického modelu je dvojdimenzionální statisticko-dynamický model, který rozlišuje vertikální strukturu atmosféry a zemský povrch reprezentuje pomocí jednotlivých zonálních pásů. Z tohoto důvodu už tento model dokáže přímo popsat i meridionální složku proudění v atmosféře s tím, že všechny prognostické a diagnostické veličiny modelu jsou zonálně zprůměrovány, čímž se liší od plně třidimenzionálních globálních klimatických modelů.

Rychlý technologický rozvoj v 80. letech 20. století a s ním spojená dostupnost prvních, dostatečně výkonných, počítačů umožnily nástup podstatně pokročilejších třidimenzionálních modelů známých jako modely všeobecné cirkulace (General Circulation Models, GCMs), které jsou v klimatické praxi často označovány jako globální klimatické modely (Global Climate Models). Tyto modely popisují atmosféru jako plně třidimenzionální systém a umožňují tak komplexní popis atmosférických dějů a pochopení vzájemných vztahů mezi různými procesy a jejich geografických souvislostí. Navíc je možné je používat v součinnosti s modely dalších částí klimatického systému: nejčastěji se jedná o modely oceánu (jejich sprážený systém je pak označován zkratkou AOGCM - Atmosphere-Ocean Global Climate Model), ale může jít i o modely kryosféry, či například transportní chemické modely.

Od 80. let do současnosti prodělaly globální klimatické modely prudký rozvoj spojený s nárůstem jejich prostorové rozlišovací schopnosti: ve zprávě IPCC 90 uvádí Houghton et al. (1990) 22 modelů, z nichž nejvyšší prostorové rozlišení dosahuje model vyvinutý v UKMO a to s 11 vertikálními hladinami atmosféry a horizontálním krokem $2,5^\circ \times 3,75^\circ$. Pro porovnání můžeme uvést stav v dnešní době, kdy například v projektu Evropské komise ENSEMBLES (Hewitt et al., 2004) různé použité globální modely pracují v rozlišení mezi 1° a 2° a charakteristický počet vertikálních hladin atmosféry se pohybuje typicky mezi 20 a 40.

Nároky na prostorové rozlišení ze strany různých uživatelů modelových výstupů z návazných vědeckých disciplín však přesahují reálné možnosti současné generace globálních cirkulačních modelů. Hlavním omezujícím faktorem je zejména ekonomická náročnost spojená s jejich používáním: se zvýšením prostorového rozlišení na dvojnásobek narůstá počet bodů, pro které jsou prováděny výpočty, kvadraticky. Navíc je třeba odpovídajícím způsobem zkrátit i časový krok pro zajištění stability schématu advekce a pro patřičnou reprezentaci vertikální difúze může být nutné zvýšit vertikální rozlišení atmosféry. Je tedy zřejmé, že výpočetní nároky provázející vysoké rozlišení

nezbytné pro regionální studie představují nejvýznamnější překážku pro používání globálních klimatických modelů.

V reakci na tento nepříznivý stav došlo k rozvoji dvou základních alternativních metod, umožňujících získat informace ve vysokém rozlišení za cenu pouhé části nákladů, které by bylo třeba vynaložit při použití globálního modelu pro tyto účely. V prvním případě se jedná o postupy známé pod společným označením statistický downscaling. Podle obecných principů, na kterých jsou založeny, je můžeme rozlišit na metody klasifikace počasí, generátory počasí a regresní metody. V současnosti je zřejmě nejrozšířenější skupina postupů založená na využití regresních metod. Tu můžeme například dále dělit podle toho, zda se jedná o aplikace lineární regrese, neuronových sítí, analýzy kanonické korelace, atd.

Převažující většina metod statistického downscalingu je založena na principu identifikace statistických vazeb mezi hodnotami meteorologických prvků simulovaných globálním modelem (či při kalibraci modelu hodnotami z re-analýzy) pro současné klima a měřenými údaji z meteorologických stanic. Takto získané poznatky o povaze statistické vazby mezi údaji z globálního modelu a lokální hodnotou vyjádřené pomocí takzvané přenosové funkce pak lze aplikovat na simulované pole globálního modelu v budoucnosti a získat tak požadovanou lokální informaci. Velkou výhodou této metody jsou její velmi nízké náklady. Za určitou principiální nevýhodu lze považovat třeba možnost změny fyzikálního charakteru příslušné vazby v budoucím klimatu, kterou čistě statistický model, kalibrováný pro současné klima, není schopen podchytit. Pro bližší seznámení s touto problematikou doporučujeme Wilby et al. (1998). Použitím statistického downscalingu v podmínkách střední Evropy se pak zabývá např. Huth (2002).

Druhou základní metodou, které se věnujeme v této práci, je dynamický downscaling. Jeho princip spočívá v použití regionálního klimatického modelu, který přebírá velkoprostorovou informaci z globálního modelu a na jejím základě provádí dodatečné výpočty ve vysokém rozlišení. Regionální klimatický model je konstruován na stejném principu jako globální model, ale na rozdíl od globálního modelu je používán jen na omezeném území (odtud tedy přívlastek regionální). Tím dochází k výrazné úspoře potřebného výpočetního času oproti situaci, kdy výpočty probíhají pro celý zemský povrch. Takto ušoupený čas je pak možno vynaložit na výrazné zvýšení rozlišení regionálního modelu ve studované oblasti. Charakteristické horizontální rozlišení používané v experimentech s regionálními klimatickými modely se v současnosti pohybuje typicky mezi 25 – 50 km, což představuje podstatný kvalitativní rozdíl ve srovnání s rozlišením 100 až 300 km typickým pro současnou generaci globálních klimatických modelů.

Výhodou dynamického downscalingu je skutečnost, že poskytuje informaci založenou na přímém popisu (v kontrastu se statistickým downscalingem), jak lokálních, tak regionálních fyzikálních procesů. Tento přístup pak předpokládá schopnost modelu zachytit a kvantifikovat budoucí změnu v podstatě či intenzitě těchto procesů. Naopak jistá nevýhoda dynamického downscalingu pramení z poměrně velké komplexnosti celého přístupu a spočívá v komplikovanosti této metody, která vede k vysokým nárokům na výpočetní čas (ve srovnání se statistickým downscalingem). Jako příklad takové komplikace můžeme uvést otázku formulace boční okrajové podmínky modelu, kterou je třeba vhodným matematickým způsobem ošetřit. Bližší informace o problematice

dynamického downscalingu lze získat např. v Giorgi and Mearns, (1991), McGregor, (1999), Giorgi et al. (2001). O něco názorněji se této tematice budeme věnovat v souvislosti s popisem regionálního klimatického modelu ALADIN v podkapitolách 2.3 a 2.5.

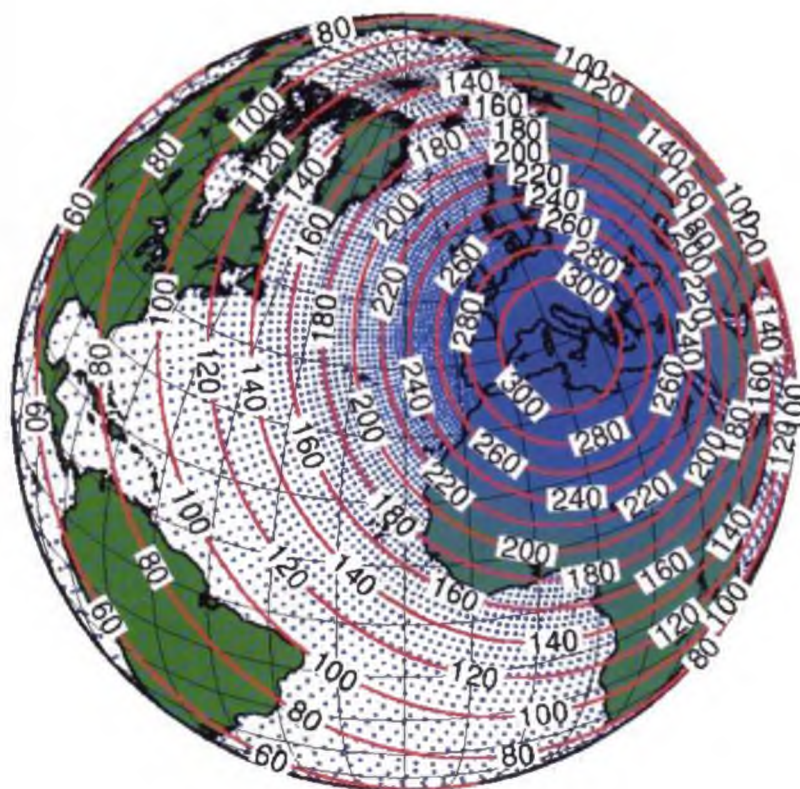
2.2 Globální klimatický model ARPEGE-Climat

Vývoj modelu ARPEGE (akronym z francouzského Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) začal v 80. letech ve Francii (v Météo-France). Jedná se nástupnický model, který nahradil tehdy používaný předpovědní model EMERAUD. Od tohoto modelu se od počátku lišil hlavně použitím spektrální metody reprezentace a systémem pokročilejších fyzikálních parametrizací. Jeho vývoj probíhá hlavně v Météo-France ve spolupráci s Evropským centrem pro střednědobou předpověď (European Centre for Medium Ranged Weather Forecast, ECMWF), kde je vyvíjen jako globální předpovědní model pod názvem IFS (Integrated Forecasting System).

Model ARPEGE-Climat je globální klimatický model vyvinutý v CNRM Météo-France z původně předpovědní verze modelu v průběhu 90. let a popsán například v Déqué (1994). V současné době je používán pro klimatický výzkum nejen v rámci Météo-France, ale i některými dalšími laboratořemi jak pro francouzské národní výzkumné projekty, tak i v rámci mezinárodní projektů.

Svojí konstrukcí se jedná o spektrální model založený na použití dvojhladinového semi-implicitního a semi-Lagrangeovského schématu advekce. Semi-implicitní výpočty a výpočty horizontální difúze modelu jsou prováděny ve spektrálním prostoru, zatímco fyzikální parametrizace provádějí své výpočty v konvenčním prostoru modelové sítě bodů (někdy také označovaný jako fyzikální prostor). Z tohoto důvodu je třeba zajistit efektivní transformace mezi oběma prostory a tím je vhodná kombinace Legendreovské a Fourierovské transformace. Pro bližší seznámení s metodami spektrálních transformací viz např. Rochas and Courtier (1992), aplikací dvojhladinového schématu v numerických modelech se podrobněji zabývá Temperton (2001).

V modelu ARPEGE-Climat je zohledněna možnost použití posunu (rotace) jeho pólů, kterou je možné kombinovat s použitím tzv. „stretchingu“. Stretching je metoda izotropního zahuštění sítě bodů symetricky okolo zvoleného pólu, který je vhodné umístit do studované oblasti. Tímto postupem lze do určité míry zvýšit rozlišení oproti běžnému stavu. Navýšení rozlišení modelu ve zvoleném regionu je na druhé straně kompenzováno výrazným zředěním sítě uzlových bodů v oblasti protilehlého pólu. Celá technika je podrobně popsána v Courtier and Geleyn (1988).



Obr. 2.1: Organizace zahuštěné a rotované sítě modelu ARPEGE: pól modelu je umístěn do oblasti západního Středomoří, čísla jsou počty bodů na červeně značené modelové rovnoběžce.

System fyzikálních parametrizací je v současné verzi modelu ARPEGE-Climat (verze 4) složen zejména z následujících schémat:

Radiační schéma

Je označováno také zkratkou FMR (Foquart, Morcrette, Radiation) a implementováno podle principu popsaného v Morcrette (1989). V oblasti krátkovlnné radiace schéma rozlišuje 2 základní spektrální pásy (0,25-0,68; 0,68-4,0 μm) a parametrizuje pro ně Rayleighův rozptyl, odrazení a absorpci pomocí tzv. „two stream method“ (Toon et al., 1989) v kombinaci s metodou „photon path distribution“ (Foquart and Bonnel, 1980). Zohledněn je i vliv oblačnosti a aerosolů, které jsou rozděleny do 5 typů podle svého původu a fyzikálních vlastností.

Dlouhovlnná část spektra je rozdělena do 6 intervalů pokrývajících interval 0 až 1850 cm^{-1} a zohledňuje vliv radiačně aktivních plynů jako jsou H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3 , N_2O a CFC spolu s absorpčním vlivem oblačnosti a aerosolů. Rozptyl dlouhovlnného záření je zanedbán.

Vzhledem k výpočetní náročnosti tohoto schématu je zahrnuta možnost počítat jej pouze v některých časových krocích a ve zvolených bodech modelu s tím, že vstup potřebný pro další fyzikální schémata je interpolován do plné sítě modelu.

Schéma turbulence a velkoprostorové oblačnosti

Toto schéma spojuje výpočty parametrů turbulence a kondenzačních procesů v atmosféře do jednoho uceleného systému. Tento zvolený postup pak umožňuje počítat v rámci této parametrizace i vlhkost a velkoprostorovou oblačnost. Schéma bylo původně vyvinuto pro použití už v rámci modelu EMERAUDE-CLIMAT a jeho principy jsou popsány v Richard and Royer (1993). Parametrizace nerozlišené kondenzace je formulována podle postupu původně navrženém v Deardorff (1977) a adaptovaném v Bougeault (1981, 1982) Vliv vzdušné vlhkosti a produktů kondenzace je pak zahrnut v parametrizaci turbulence, která je formulována s uzávěrem 2. řádu podle principu popsaného v Mellor a Yamada (1982).

Schéma velkoprostorových srážek

Tato svojí povahou diagnostická parametrizace byla navržena podle statistického schématu srážek popsaného původně ve Smith (1990). Výpočty jsou prováděny pro jednotlivé vertikální hladiny (se zohledněním skutečnosti, že srážky v jednotlivých hladinách nejsou nezávislé, ale ovlivněny srážkami z vyšších hladin). Dále je parametrizován proces koagulace a proces vypařování jednotlivých vodních kapek podle klasického „force and restore“ postupu navrženého v Kessler (1969) a jejich případné fázové přechody.

Schéma konvekce

Vyčerpávající popis principů tohoto schématu lze nalézt v Bougeault (1985). Podmínkou aktivace modelové konvekce je splnění dvou kritérií: vertikální profil atmosféry musí být nestabilní a v přízemních vrstvách atmosféry musí být detekována konvergence vlhkosti. Schéma je formulováno podle postupu navrženým v Kuo (1974): vzestup vzduchu v rámci konvektivního oblaku je kompenzován subsidencí mimo oblak. Formulace uzávěru je navržena podle Arakawa and Schubert (1974), založená na principu že dostupná vlhkost je buď konvertována do srážek a nebo ztracena promícháváním oblačného vzduchu se vzduchem vně oblaku, vedoucím k odpařování kapiček kondenzované oblačné vody (detrainment).

Schéma vlivu nerozlišené orografie

Interakce pole proudění s nerozlišenými orografickými překážkami na zemském povrchu je parametrizováno s ohledem na změněné vlastnosti horské mezní vrstvy atmosféry. Brunt-Vaisälova frekvence a rychlost větru jsou pak modifikovány se zřetelem na změněnou výšku mezní vrstvy při proudění přes překážku.

Schéma zahrnuje vliv anisotropie nerozlišené orografie na pole proudění, rozpad gravitačních vln při stavu nasycení, či v blízkosti kritických hladin (definovaných podle Lintzenova kritéria), zachycení a tlumení závětrných vln, efekty rezonance vedoucí k zesilování či zeslabování vln, efekty spojené s obtékáním orografických překážek (blokování) a zdvih vlivem zemské rotace na pole proudění překonávající horskou překážku.

Schéma dále zahrnuje i tvorbu a vliv gravitačních vln generovaných v důsledku konvektivní aktivity.

Schéma interakce atmosféry se zemským povrchem

Schéma je nazýváno ISBA (akronym z Interaction Soil Atmosphere Biosphere) a vychází z principu navrženého v Noilhan and Planton (1989). Novější modifikovaná verze je popsána v Douville (2000). Tato parametrizace kontroluje energetické a hydrologické procesy na rozhraní atmosféry a zemského povrchu a ovlivňuje tedy i výpočet základních přízemních charakteristik jako je například teplota vzduchu ve 2 m.

V rámci schématu jsou vstupní parametry formálně rozlišeny na primární a sekundární s tím, že první skupinu tvoří formálně index vlastností půdy a index dominující vegetace. Oba indexy pak nabývají určité hodnoty – například pro index vegetace jde o 4 hodnoty reprezentující zvlášť nízkou vegetaci (zahrnuje i poušť), vysokou vegetaci, vodní hladinu a led. Těmto indexům jsou pak přiřazeny sekundární parametry – například albedo, případně hydrologické a termické vlastnosti půdy. Jako prognostické veličiny pak vystupují obsahy vody v jednotlivých půdních vrstvách či jejich teploty. Do této kategorie například spadá i teplota zemského povrchu.

2.3 Regionální klimatický model ALADIN-Climate/CZ

Model ALADIN je ve své předpovědní verzi vyvíjen mezinárodním konsorciem meteorologických služeb skupiny evropských a severoafrických zemí pod vedením Météo-France. V současné době je používán meteorologickými službami téměř 20 zemí zejména pro krátkodobou předpověď počasí v součinnosti s globálním modelem ARPEGE. Jeho vývoj (v předpovědní verzi) byl inspirován právě potřebou zajistit downscaling výsledků předpovědi počasí modelu ARPEGE, který nebyl z ekonomických důvodů s to poskytovat výsledky předpovědi počasí v dostatečně vysokém rozlišení. Pro popis hydrostatické předpovědní verze doporučujeme Horányi et al. (1996), nehydrostatická verze modelu je popsána v Bubnová (1995) a vyčerpávající popis použitých fyzikálních parametrizací lze nalézt například v Gerard (2001), z něhož zejména zde čerpáme. V případě naposledy citované publikace je ovšem třeba upozornit na rychlý vývoj v oblasti numerických metod předpovědi počasí a tedy na skutečnost, že v této publikaci uvedený popis modelové fyziky již není zcela aktuální.

Vnitřní organizace modelu ALADIN se liší od většiny současných regionálních modelů tím, že se jedná o model spektrální (většina ostatních regionálních modelů je založena na principu provádění všech svých výpočtů přímo ve fyzikálním prostoru). Z tohoto důvodu je třeba zajistit bi-periodicitou modelu možnost použití spektrální metody, neboť na rozdíl od globálního modelu, v kterém je tato reprezentace přirozeně zajištěna sférickým tvarem glóbu, omezená oblast regionálního modelu sama o sobě tuto možnost přímo neposkytuje. Jako vhodné spektrální funkce jsou pak zvoleny plně

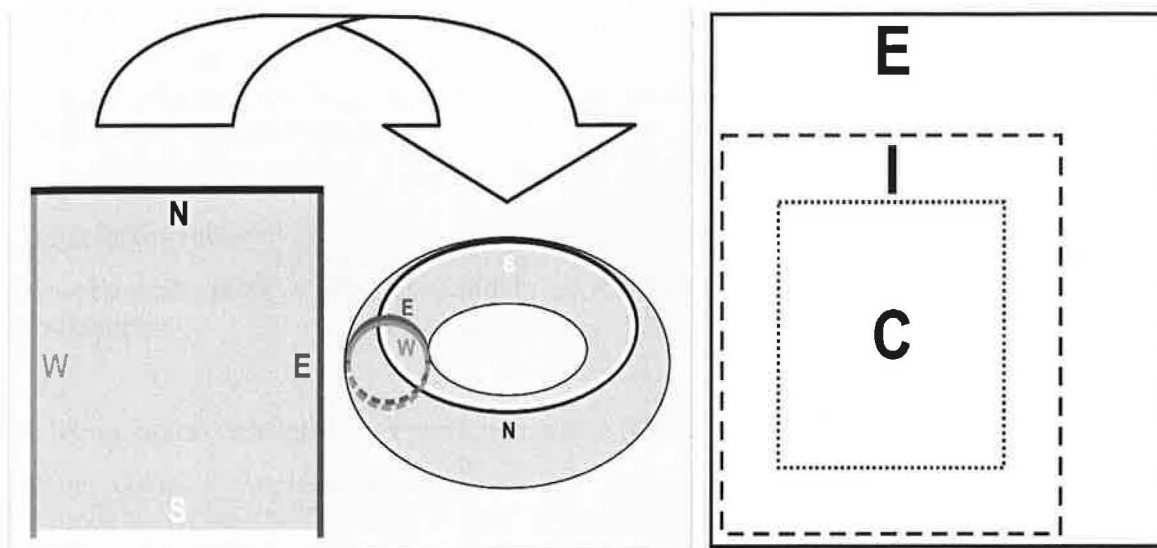
harmonické funkce (full harmonics functions), exponenciální funkce harmonické v obou směrech.

Bi-periodicita modelu vede k nutnosti ošetřit další komplikaci: je třeba zajistit vhodnou relaxaci spektrálních funkcí tak, aby při navázání funkcí na hranicích modelu nedocházelo ke skokovým změnám jejich hodnot. Z tohoto důvodu je v modelu definována přechodová (extension) zóna, která na severu a východě zvolené oblasti navazuje na přechodovou Davisovu relaxační zónu (Davis relaxation zone). Relaxační zóna je místem, kde dochází ke couplingu regionálního modelu s řídicím modelem či re-analýzou a ohraničuje vlastní oblast integrace modelu. Pod pojmem coupling rozumíme převzetí okrajových podmínek regionálním modelem. Celá konstrukce je pro přehlednost zakreslena na obr. 2.2 (b).

Samotný proces couplingu je realizován pomocí mechanismu popsaném v Davis (1976) a zvolená šířka přechodové (couplingové) zóny je aktuálně 8 bodů. V této souvislosti můžeme krátce zmínit, že v současné době probíhá test alternativní strategie couplingování modelu ALADIN-Climate v CNRM Météo-France, kde je zkoumána principiálně velmi odlišná metoda spektrálního couplingu. V jejím případě je z řídicích dat přebírána pouze velkoprostorová složka polí reprezentovaná spektrálními funkcemi s nízkým vlnovým číslem a to pro celou integrační oblast, nikoliv pouze na jejích okrajích. Tímto způsobem je možno zajistit aby model zachoval velkoprostorové charakteristiky polí převzaté z globálního modelu, zatímco je mu ponechávána plná volnost v ovlivňování a simulaci složek polí odpovídajících vysokému rozlišení. V současné době je již tato verze modelu v experimentálním provozu.

První dlouhodobou integraci modelu ALADIN provedla Janisková v roce 1994 (Janisková, 1995). Výsledky její práce prokázaly, že model je možno integrovat po dobu jednoho měsíce s tím, že poskytuje stabilní a dostatečně realistické výsledky a je tedy možno uvažovat o jeho použití v rámci klimatologického výzkumu. S určitým časovým odstupem pak na její práci nepřímo navázaly výzkumné týmy v CNRM Météo-France a ČHMÚ, které nezávisle na sobě provedly dlouhodobé integrace s různými verzemi předpovědního modelu ALADIN (Huth et al., 2003). Výsledky potvrdily závěry Janiskové a prokázaly použitelnost modelu pro klimatické účely. Ve Francii je v současné době používána klimatická verze modelu ALADIN s totožnými fyzikálními parametrizacemi jako v modelu ARPEGE-Climat nazývaná ALADIN-Climat.

V České republice byl pro první experimenty prováděné v rámci projektu VaV-740/7/01 Ministerstva životního prostředí použit model odpovídající cyklu 12 numerické předpovědní verze (cyklem modelu se rozumí jeho referenční verze, vyšší číslo znamená novější verzi). Pro pozdější využití, zejména v rámci projektů Evropské komise ENSEMBLES a CECILIA, byla připravena nová klimatická verze založená na cyklu 28. Pro klimatické experimenty jsme tak převzali a testovali model, který byl používán pro předpověď počasí v letech 2003 a 2004 na oddělení numerických předpovědí počasí ČHMÚ a byl do značné míry vyvinut vědeckým týmem právě na tomto pracovišti. Právě tento model v kontextu této práce nazýváme ALADIN-Climate/CZ a vyhodnocujeme jeho výsledky.



Obr. 2.2 (a,b): Vnitřní konstrukce integrační oblasti modelu ALADIN. Projekce prostoru spektrálních funkcí na toroid (a - vlevo) a organizace integrační oblasti (b - vpravo).

Mnohé fyzikální parametrizace v rámci tohoto modelu jsou totožné či obdobné s fyzikálními parametrizacemi v různých verzích modelu ARPEGE. To je dáno tím, že v rámci konsorcia ALADIN jsou fyzikální schémata často vyvíjena a testována paralelně pro oba modely zároveň. Proto v následujícím seznamu zdůrazňujeme jejich případnou identitu, podobnost či naopak rozdíly vůči jejich popisu uvedenému v předchozí podkapitole. Na tomto místě chceme zdůraznit, že fyzika modelu ALADIN-Climate/CZ se přes výše uvedené v mnoha důležitých bodech liší od fyzikálních parametrizací v modelu ARPEGE-Climat.

Nyní uvádíme krátký přehled fyzikálních parametrizací modelu ALADIN-Climate/CZ.

Radiační schéma

ALADIN-Climate/CZ používá radiační schéma ACRANEB navržené a implementované podle Ritter and Geleyn (1992). Obdobně jako u radiačního schématu FMR, používaného v modelu ARPEGE-Climat, je aplikován δ Eddingtonův princip (tok záření lze v přiblížení rozdělit na vzestupnou a sestupnou složku, je zanedbáno zakřivení atmosféry). Model rozlišuje pouze dva spektrální pásy – jeden pro krátkovlnnou a druhý pro dlouhovlnnou radiaci. V dlouhovlnné oblasti spektra schéma aplikuje metodu NER (Net Exchange Rate formalism).

Vliv jednotlivých radiačních plynů je zohledněn pomocí Malkmusova pásmového modelu a Padého vztahu, který kombinuje hodnoty optických tloušťek jednotlivých radiačně aktivních plynů. Pro zahrnutí vlivu aerosolů a oblačných je použit jednoduchý

lineární vztah. Výhodou tohoto schématu jsou jeho nižší výpočetní nároky v porovnání například s FMR schématem používaným v modelu ARPEGE-Climat a jeho výrazně nižší nároky oproti nově vyvinutému schématům založenému na RRTM (Rapid Radiation Transfer Method) metodě, takže je možné ho používat s přijatelnými náklady v každém bodě a časovém kroku modelu.

Schéma konvekce

Je obdobné jako v případě modelu ARPEGE-Climat jak uvedeno v předchozí podkapitole.

Schéma interakce atmosféry s povrchem země (ISBA)

Je navrženo a implementováno obdobně jako v případě modelu ARPEGE-Climat. V modelu ALADIN-Climate/CZ pak v současné době používáme schéma s dvěma půdními rezervoáry pro vlhkost, a 2 vrstvami pro výpočet půdní teploty.

Schéma vlivu nerozlišené orografie

Na rozdíl od schématu používaném v ARPEGE-Climat je založeno na použití střední orografie a tudíž bylo nutné původní schéma modifikovat: je modifikován výpočet vlnového odporu GV a odporu v důsledku obtékání překážek. Zdvihová síla při přetékání překážky je nyní kolmá na vypočtený vektor geostrofického větru a byla zohledněn vliv uzavřených údolí na hodnotu Brunt-Vaisälovy frekvence a odporovou sílu při obtékání horských překážek. Podrobně se popisem tohoto schématu zabývá Mládek (2004).

Schéma oblačnosti

Oblačnost je v modelu ALADIN-Climate/CZ parametrizována podle metody navržené v Xu and Randall (1996). Rozložení oblaků v dané vrstvě předpokládá platnost hypotézy maximálního-náhodného překrytí (maximum-random hypothesis). Přítomnost oblaku je detekována pomocí vertikálního profilu kritické relativní vlhkosti. Nízká inverzní oblačnost je dodatečně diagnostikována podle postupu v Brožková et al. (2006) na základě detekce přítomnosti inverzní vrstvy v oblačnosti.

Schéma velkoprostorových srážek

Diagnostické schéma srážek modelu ALADIN je navrženo podle Kessler (1969). Rychlost padajících kapek je závislá na jejich velikosti, spektrum jejich velikosti je určeno na základě Marshall-Palmerova zákona. Vypařování je popsáno jako funkční závislost na rozdílu kritické vlhkosti a aktuální vlhkosti v dané vrstvě, velikosti kapky a dalších empiricky určených parametrů. Fázové přechody srážek jsou určovány pomocí rozdílu skutečné teploty a teploty trojného bodu.

Schéma turbulence

Turbulence ve volné atmosféře i v blízkosti zemského povrchu je parametrizována podle principů popsaných v Louis (1979), respektive Louis et. al. (1981). Mělká konvekce definovaná jako proces vedoucí k nasycení v důsledku vertikálního pohybu vzduchové částice v důsledku turbulence je počítána podle Geleyn (1987). Dále je pro výpočet koeficientů turbulentní difúze aplikováno anti-fibrilační schéma podle Bénard et. al. (2000), které zajišťuje konzistenci počítaných koeficientů zejména při dlouhém časovém kroku modelu.

Schéma semi-Lagrangeovské horizontální difúze

Bylo navrženo jako náhrada pro původně používanou lineární formulaci spektrální horizontální difúze, která za určitých specifických podmínek způsobovala nefyzikální chování předpovědní verze modelu (např. nerealistická difúze vlhkosti podél semi-horizontálních modelových hladin způsobující nefyzikální advekci vlhkosti).

Parametrizace využívá difúzních vlastností interpolačních operátorů semi-Lagrangeovského schématu a v závislosti na deformaci pole proudění moduluje intenzitu difúze zvolených meteorologických veličin (např. vlhkost, teplota). Pro vyčerpávající vědecký a technický popis tohoto schématu odkazujeme na Váňa et al. (2008).

2.4 Diagnostika teploty vzduchu ve 2 m

V rámci modelu jsou diagnostikovány i některé důležité meteorologické prvky, které se nevztahují k povrchu či určité modelové hladině atmosféry, ale určité standardní výšce nad terénem (Gerard, 2001). Jedná se zejména o rychlost větru v 10 metrech, parametry vlhkosti ve dvou metrech a o teplotu vzduchu ve dvou metrech T_{2m} , která je určena pomocí vztahu vycházejícího z teploty zemského povrchu a stabilitních podmínek

$$T_z = \frac{c_p(q_s)T_s + (\phi_s - \phi(z)) + \alpha_h(z)(c_p(q_L)T_L - c_p(q_s)T + (\phi_L - \phi_s))}{c_p(q(z))}$$
$$T_z = \frac{c_p(q_s)T_s + (\phi_s - \phi(z)) + \alpha_h(z)(c_p(q_L)T_L - c_p(q_s)T + (\phi_L - \phi_s))}{c_p(q(z))} \quad (2.1)$$

kde T_s je teplota zemského povrchu, c_p je měrná tepelná kapacita vzduchové částice závislá na specifické vlhkosti vzduchu q , ϕ_s je pak geopotenciál zemského povrchu, $\phi(z)$ geopotenciál výšky z (v našem případě 2 m) a koeficienty α_i jsou definovány následujícím způsobem:

$$\alpha_i = \frac{1}{b_i} \ln \left[1 + \frac{z}{z_i} (e^{b_i} - 1) - f_i(z) \right] \quad 0 \leq \alpha \leq 1, \quad (2.2)$$

Kde z_l značí výšku nejnížší modelové hladiny a index i pak v předcházejícím popisu nabývá formálních hodnot h nebo d , přičemž

$$b_{nd} = \ln(1 + z / z_0) , \quad b_d = \frac{\kappa}{\sqrt{C_M}} , \quad (2.3a, 2.3b)$$

$$b_{nh} = \ln(1 + z / z_{0h}) , \quad b_h = \frac{\kappa \sqrt{C_M}}{C_H} , \quad (2.4a, 2.4b)$$

kde C_H a C_M jsou povrchové koeficienty výměny pro teplo a tok momentu hybnosti a κ je von Karmánova konstanta.

V případě stabilního zvrstvení atmosféry jsou funkce $f_i(z)$ definovány:

$$f_i(z) = \frac{z}{z_L} (b_{ni} - b_n) , \quad (2.5)$$

a naopak v případě instabilních podmínek nabývá vztah (2.5) tvaru:

$$f_i(z) = \ln\left(1 + \frac{z}{z_L} (e^{(b_{ni} - b_n)} - 1)\right) \quad (2.6)$$

Minimální a maximální teplota vzduchu je pak určena jako minimum (maximum) hodnoty teploty vzduchu ve dvou metrech v době mezi dvěma termíny výpisu výsledků probíhající integrace do výstupních souborů.

2.5 Technologická linka modelu ALADIN-Climate/CZ

V této kapitole přinášíme základní popis systému, v němž provozujeme model ALADIN-Climate/CZ spolu s popisem způsobu, jakým model pracuje se vstupními daty a provádí své výpočty, jejichž výsledky a vyhodnocení jsou obsaženy v této práci. Dále jsou zde popsána vstupní data modelu spolu se způsobem jejich použití v modelu. Důležitým bodem je i seznámení se s „technologickou“ linkou modelu ALADIN-Climate/CZ, tedy způsobem, jakým jsou klimatické experimenty prováděny.

Model, který byl původně vyvinutý pro potřeby krátkodobé předpovědi, používá systém tzv. měsíčních klimatických souborů, obsahujících konstantní a semi-konstantní pole, která jsou používána jednotlivými fyzikálními parametrizacemi (zejména ISBA). Konstantním polem rozumíme pole, které zůstává konstantní v průběhu celého roku (tedy

pro všech 12 měsíčních klimatických souborů): jedná se např. o modelovou orografii, rozložení pevnin a moří (land-sea mask) a některé fyzikální vlastnosti půdy. Semi-konstantní pole je pak takové, které zůstává konstantní po dobu jednoho měsíce, ale mění se v průběhu roku. Typickým představitelem těchto polí jsou některé fyzikální vlastnosti vegetace, jako je leaf area index (index pokrytí listy), či klimatologické hodnoty teploty povrchu moře (SST).

Při startu modelu mohou být některá pole použita pro jeho inicializaci, ale jak v případě numerické předpovědi počasí, tak i klimatických experimentů je vhodné některá z těchto polí upravit. Například pro numerickou předpověď počasí je prováděna tzv. asimilace dat, kdy jsou na základě zvolené metody objektivní analýzy určovány co nejpřesněji aktuální hodnoty zvolených prvků přízemních meteorologických veličin ze staničních dat tak, aby celý systém zůstal dynamicky konzistentní. Požadavek na počáteční stav klimatického modelu je obvykle podstatně slabší, neboť pro dlouhodobé integrace se předpokládá, že model dosáhne kvazi-rovnovážného stavu později v průběhu integrace. Otázka počáteční okrajové podmínky je ve většině dlouhodobých klimatických aplikací méně důležitá než je tomu u krátkodobé předpovědi počasí. Přesto i v případě klimatických aplikací může vyvstat nutnost potřebná pole také upravit, například převzít či perturbovat hodnotu teploty mořské hladiny (SST) z řídicích dat - tedy re-analýzy či výstupu globálního modelu. To je v případě modelu ALADIN kontrolováno externím programem SETCLI připraveným v Météo-France.

V klimatickém módu je pak model spouštěn typicky na dobu jednoho měsíce. Delší integrace je pak složena z jednotlivých měsíčních bloků, a pro každý z těchto bloků je tedy potřeba provést restart modelu. V tomto případě už pochopitelně není možné použít pro inicializaci prognostických veličin modelu hodnoty převzaté z re-analýz či globálního modelu, protože tato pole jsou už interně modifikována regionálním modelem a jejich přepsání hodnotou z re-analýzy by vedlo k diskontinuitě simulovaných polí, což by zmařilo smysl celé integrace.

Z tohoto důvodu je třeba provést aktualizaci zmíněných polí přenesením jejich hodnot z posledního termínu předchozího měsíčního bloku integrace do inicializačního souboru následujícího měsíce integrace. Tato procedura je řízena externím programem UPDCLI. Tímto způsobem jsou obvykle modifikována zejména následující pole:

- teplota vrstev půdy
- teplota povrchu
- obsah vody v půdě
- vodní obsah a výška sněhové vrstvy

Program dále umožňuje i modifikaci dalších zvolených polí. Typicky kontroluje například změny land-sea mask v důsledku zamrznání a rozmrznání mořského ledu, protože mořský led je modelem formálně považován za zemskou pevninu (ve smyslu, že se nejedná o volnou vodní plochu a nedochází tedy k vypařování apod.). Souběžně je

v tomto případě změněna i charakteristika povrchu v rámci ISBA schématu. Tato změna dále implikuje změnu charakteristického albeda povrchu v příslušné lokalitě.

Na rozdíl od globálního modelu je v regionálním modelu potřeba zajistit pomocí couplingu komunikaci s okolím na bočních hranicích jeho zvolené integrační oblasti. Ten probíhá tak, že ve specifikovaný čas model načte ze souborů předem připravené boční okrajové podmínky a provede jejich import do modelu přes přechodovou (couplingovou) zónu a to pro všechny atmosférické hladiny modelu. Model ALADIN provádí coupling následujících polí:

- horizontální složky rychlosti větru
- teplota vzduchu
- specifická vlhkost vzduchu
- tlak vzduchu na zemském povrchu

Pro klimatické experimenty s modelem ALADIN byl vyvinut systém skriptů, který koordinuje přípravu souborů okrajových podmínek a pomocí externích programů, zmíněných dříve v textu, komplexně zajišťuje přípravu (pre-processing), spouštění a konečně zpracování (post-processing) výsledků experimentů. Tento systém je specificky připraven pro centrální superpočítač NEC-SX6 a centrální archivační server ČHMÚ. Pro integraci modelu je tak zajištěna příprava souborů okrajových podmínek a jejich zálohování pro pozdější použití, příprava vlastního spuštění modelu a ukládání výsledků na archivační server spolu s překladem výsledků do datového formátu GRIB, případně do formátů používaných koncovými uživateli. Je třeba zdůraznit, že zvláště pro dlouhodobé integrace se jedná o manipulace s velkými objemy dat.

Příprava integrace modelu vždy začíná volbou integrační oblasti a určením geometrických parametrů její projekce. Z více používaných projekcí je v aktuální verzi modelu prozatím možné použít pouze tečnou Lambertovu konformní projekci. Po definování geometrických parametrů naší zvolené oblasti je třeba externím programem či konfigurací modelu ALADIN E923 připravit klimatické soubory, které jsou nezbytné nejen pro samotnou integraci modelu, ale i pro přípravu souborů okrajových podmínek či post-processing výsledků v případě, že potřebujeme simulovaná pole interpolovat. Pro přípravu souborů okrajových podmínek je ovšem třeba mít připraveny nejen klimatické soubory pro vlastní zamýšlenou integrační oblast, ale také klimatické soubory obsahující původní geometrii souborů vstupních dat, které potřebujeme zpracovat do podoby souborů okrajových podmínek modelu ALADIN.

Tyto vstupní soubory musí být už v interním datovém formátu modelů ARPEGE/ALADIN. Je zřejmé, že tato podmínka nepůsobí problém, používáme-li jako vstupní data přímo výstupy modelu ARPEGE či ALADIN, ale v případě re-analýzy ERA-40 je třeba ještě zajistit pomocí interní konfigurace modelu 901 překlad formátu GRIB ECMWF v němž jsou uložena potřebná pole do podoby historického souboru ARPEGE, k němuž už se můžeme chovat způsobem popsaným v předchozím odstavci.

Teprve poté, co jsou všechny tyto náležitosti splněny, je možné zahájit vlastní přípravu souborů okrajových podmínek pomocí interní konfigurace modelu ALADIN E927 (příprava ze souborů ARPEGE) či EE927 (příprava ze souborů ALADIN). Po skončení právě popsané pre-procesingové části je možné zahájit vlastní integraci modelu. Při ní probíhá průběžná tvorba souborů obsahujících výsledky výpočtů (tzv. historické soubory), které obsahují výsledky integrace ve spektrálním formátu, ale i tvorbu souborů ve formátu bodů v pravidelné geometrické síti pomocí interní aplikace FULLPOS. Po ukončení integrace následuje překlad těchto souborů do formátu GRIB, případně jiných datových formátů dle potřeby. Nakonec jsou všechny soubory zálohovány na archivační server, kde zůstávají k dispozici pro další použití.

3. Experimenty, data a metody verifikace

Experimenty, kterými se v této práci zabýváme, se od sebe mohou lišit verzí modelu, definicí zvolené integrační oblasti a použitými vstupními daty. V této kapitole uvádíme jejich potřebný základní popis. Dále uvádíme definice použitých integračních oblastí, cílových oblastí, pro které byla provedena verifikace modelových výsledků a popisujeme použitou konfiguraci modelu. Krátce se dotkneme otázky rozdílů v charakteru jednotlivých experimentů, na které musíme dbát při interpretaci výsledků. V této kapitole je také uveden i popis vstupních dat modelu, dat použitých pro verifikaci modelových výstupů a popis samotných verifikačních metod.

3.1 Popis a příprava experimentů

Pro naši práci jsme použili výstupy několika experimentů s předpovědní verzí modelu ALADIN a ALADIN-Climate/CZ, které nám umožnily ohodnotit model při integraci s tzv. ideální okrajovou podmínkou, kterou jsou v našem případě údaje re-analýzy Evropského centra pro střednědobou předpověď (European Centre for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF) ERA-40. Smyslem těchto experimentů je ověřit výkon a kvalitu modelu v případě integrace s co nejpřesnějšími dostupnými informacemi o stavu současného klimatu. Tyto ve své podstatě testovací experimenty jsou klíčové pro verifikaci modelu a jejich úspěšné provedení je nutnou podmínkou pro provádění experimentů založených na použití výstupů globálních modelů pro současné a budoucí klima. Testovací experiment pak v naší práci považujeme za úspěšný, jestliže dostaneme přijatelné hodnoty odchylky spolu s dobrou prostorovou i časovou korelací výsledných polí při porovnání s měřenými daty a obecně nedochází k žádnému nepřijatelnému chování ostatních simulovaných polí.

Jak plyne z předchozího textu, integrace řízená re-analýzou má poskytnout dostatečně realistickou rekonstrukci současného klimatu. Proto je účelné takovou integraci provádět pro dostatečně dlouhé období, aby byla prokázána schopnost modelu rekonstruovat současné klima, a to po dobu srovnatelnou s jeho předpokládaným použitím v rámci studií, zabývajících se budoucím klimatem. Dalším vhodným postupem je provedení těchto studií pro více různých horizontálních rozlišení modelu, aby se ověřilo, nakolik je model robustní vůči těmto změnám: dostatečná robustnost modelu pak zvyšuje důvěryhodnost jeho výsledků při studiích věnovaných výzkumu budoucího klimatu. Nakonec je žádoucí provést příslušné studie pro více odlišných geografických oblastí, abychom získali jistotu, že model neposkytuje dobré výsledky pouze v jedné konkrétní oblasti, a to z toho důvodu, že byl na tuto oblast „vyladěn“.

Toto „naladění“ můžeme stručně vysvětlit jako nežádoucí výsledek procesu, kdy je model systematicky připravován pouze na provozování pro konkrétní omezenou oblast či území konkrétního státu. V důsledku toho pak může dojít k situaci, kdy celý vývoj a testy modelu jsou zaměřeny výhradně na tuto oblast a popis jejího klimatického režimu. Model je

pak zpravidla velmi dobrý v reprodukci lokálního klimatu, avšak je-li přenesen do oblasti s velmi odlišným klimatickým režimem, nemusí být schopen reprodukovat nové klima a jeho simulace mohou vést k nerealistickým výsledkům. K takové situaci může například dojít přeneseme-li model používaný v Evropě do oblasti monzunové Afriky či Asie. Lze si snadno představit, že fyzikální procesy důležité v tropických oblastech nejsou dobře zohledněny v modelech, které byly systematicky vyvíjeny pouze pro použití v mírném klimatickém pásu.

V případě předpovědního modelu ALADIN musíme dodat, že tento model je vyvíjen a používán i pro předpověď počasí v tropických oblastech jakými jsou např. zámořské departmenty a závislá území Francie. Vzhledem k tomu, že model ALADIN-Climate/CZ je přímo odvozen od předpovědní verze modelu ALADIN v cyklu 28, jeho fyzika už přímo zohledňuje možnost použití v tropech.

Pro naši práci použité experimenty zahrnují všechny tři výše uvedené aspekty testování kvality simulace modelu: prováděli jsme experimenty pro dostatečně dlouhou dobu 10 – 40 let, pro více horizontálních rozlišení a také pro oblast východního Balkánu, tedy už mimo střední Evropu.

Pakliže jsou výše uvedené nároky kladené na regionální klimatický model splněny, je možné provést test regionálního modelu v součinnosti s globálním klimatickým modelem - nejprve pro současné klima: takový experiment pak nazýváme jako historický. Jeho výsledky porovnané s pozorovanými daty nám pak umožní kvantifikovat a pochopit chybu spřaženého systému obou modelů (protože i sám globální model vnáší do výsledků svoje vlastní chyby). Tato informace je pro nás klíčová při vyhodnocování výsledků modelu, provedených v rámci integrace vybraného scénáře klimatické změny, která následuje po kontrolním běhu.

Po výše uvedeném vysvětlení nyní můžeme přistoupit k popisu experimentů, jejichž vyhodnocení je obsaženo v následujících kapitolách. V kapitole 4 představujeme výsledky integrace provedené s modelem ALADIN používaným v letech 2003 a 2004 na ČHMÚ pro numerickou předpověď počasí. Model jsme pro náš klimatický experiment převzali bez jakýchkoliv zásahů, s výjimkou jeho technické přípravy pro 41letou integraci v horizontálním rozlišení 50 kilometrů. Vertikální rozlišení experimentu je 27 hladin v atmosféře a časový krok 1200 sekund. Coupling a výpisy modelových výsledků probíhaly v intervalech 6 hodin, a to vždy termínech 00, 06, 12, 18 - tyto technické parametry integrací jsou pak dodrženy i ve všech následujících experimentech. Integrace sama byla provedena pro roky 1960-2000 a jako vstupní data byla použita re-analýza ERA-40, kterou se podrobněji zabýváme dále v textu této kapitoly. Pro přehlednost tento experiment v dalším textu označujeme zkratkou TEST50. Účelem této integrace byl prostý test modelu ALADIN převzatého z předpovědní praxe. Tato integrace a její výsledky pro nás představuje výchozí stav pro další úpravy a testy směřující k přípravě klimatické verze modelu.

Doména a základní parametry experimentů							
Název	Projekce	Geometrie	Centrum	Interval	H. rozlišení	V. rozlišení	Časový krok
TEST50	Lambert	84 x 95	14.7E 51.3N	1960-2000	50 km	27	1200 s
ENS50	Lambert	84 x 95	14.7E 51.3N	1960-2000	50 km	27	900 s
ENS25	Lambert	167 x 189	14.7E 51.3N	1960-2000	25 km	31	900 s

Tab. 3.1 Základní parametry experimentů z kapitol 4 a 5. Parametry jsou uvedeny v následujícím pořadí: projekce, počet bodů v integrační zóně (ve směru rovnoběžek a poledníků), centrum domény, interval inegrace, horizontální a vertikální rozlišení, časový krok.

V kapitole 5 je provedeno vyhodnocení integrací klimatické verze modelu ALADIN (kterou nazýváme ALADIN-Climate/CZ) v rozlišení 50 a 25 kilometrů. Tyto experimenty dále v textu označujeme jako ENS50 a ENS25. Integrační oblast, doba integrace a vstupní data jsou stejné, jako v případě kapitoly 4 (TEST50). Jedinými rozdíly mezi oběma experimenty je poněkud odlišná vertikální struktura atmosféry (27 hladin v případě ENS50, 31 hladin pro ENS25), časový krok (1200 sekund pro ENS50, 900 sekund v případě ENS25) a pochopitelně jejich horizontální rozlišení spolu s počtem bodů v integrační oblasti.

Společná integrační oblast experimentů uvedených v kapitolách 4 a 5 je velmi rozsáhlá: pokrývá celou Evropu, včetně východního Středomoří na jihovýchodě a Island na severozápadě. Je zřejmé, že tato, svým rozsahem vlastně „pan-evropská“ integrační oblast, znamená, že model ovlivňuje simulované klima prostřednictvím svých fyzikálních parametrizací mnohem intenzivněji, než v případě integrací pro menší sub-regionální oblasti. To je přirozeným důsledkem skutečnosti, že vzduchová částice vstupující do modelu může v integrační oblasti setrvat po několik dní, než model znovu opustí, a její původní fyzikální vlastnosti jsou samozřejmě po celou dobu modifikovány fyzikálními parametrizacemi modelu. Shrnutí popisu obou experimentů z kapitoly 5 spolu s experimentem TEST50 je uvedeno v tabulce 3.1.

Experimenty, které vyhodnocujeme v kapitole 6 se principiálně liší od TEST50, ENS50 a ENS25. Horizontální rozlišení modelu je v jejich případě 10 kilometrů, atmosféra je vertikálně rozdělena do 43 hladin a časový krok integrace je 450 sekund. Integrační oblast pokrývá území střední Evropy a tvoří ji 148 bodů v rovnoběžkovém směru a 72 bodů v poledníkovém směru. Jedná se tedy o příklad malé sub-regionální oblasti zmíněné v předchozím odstavci. Střed zvolené oblasti je situován na 17° 15' východní délky a 48° 31' severní šířky.

Tato výrazně menší oblast znamená, že fyzika modelu již není schopna významněji ovlivnit vlastnosti vzduchové hmoty vstupující do integrační oblasti a model provádí zejména dynamické přizpůsobení simulovaných polí - tedy upřesňuje jejich vlastnosti s ohledem na své vyšší rozlišení oproti vstupním datům, které je spojeno s přesnějším popisem vlastností zemského povrchu. To představuje principiální rozdíl oproti integracím na rozsáhlé oblasti, které jsou popsány v kapitolách 4 a 5. Kromě experimentu provedeného s re-analýzou ERA-40 (označení ECEC10) jsme také provedli a vyhodnotili kontrolní experiment, založený na použití výstupů modelu ARPEGE-Climat, a to pro roky 1960-2000. Tento experiment v dalším textu nazýváme CCEC10. Poslední experiment v kapitole 6 byl proveden s výsledky modelu ARPEGE-Climat pro budoucí klima v letech 2020-2050. Budoucí předpokládané emise skleníkových plynů byly převzaty z emisního scénáře SRES A1B (IPCC, 2000) a přepočteny na ekvivalentní koncentrace CO₂. Dále tento experiment nazýváme ACEC10. Shrnutí popisu experimentů, kterými se zabýváme v kapitole 6, obsahuje tabulka 3.2.

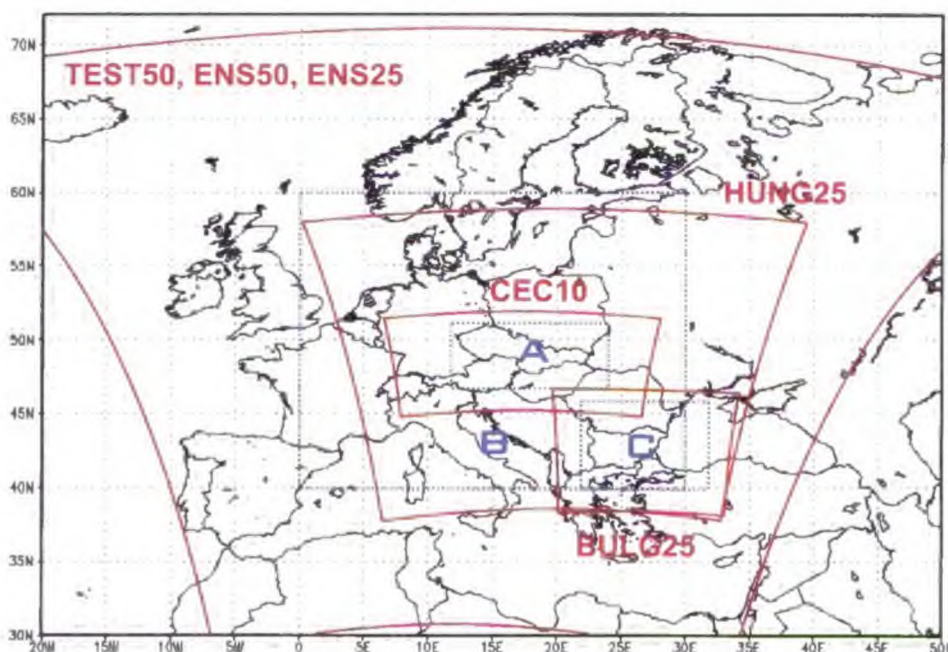
Doména a základní parametry experimentů							
Název	Geometrie	Centrum	Interval	H. rozlišení	V. rozlišení	Časový krok	Zdroj dat
ECEC10	148 x 72	17.3E 48.5N	1960-2000	10 km	43	450 s	ERA-40
CCEC10	148 x 72	17.3E 48.5N	1960-2000	10 km	43	450 s	ARPEGE CTL
ACEC10	148 x 72	17.3E 48.5N	2020-2050	10 km	43	450 s	ARPEGE A1B

Tab. 3.2 Základní parametry experimentů z kapitoly 6. Parametry jsou uvedeny v následujícím pořadí: počet bodů v integrační zóně (rovnoběžky x poledníky), centrum domény, interval integrace, horizontální a vertikální rozlišení, časový krok a původ vstupních dat.

Kapitola 7 obsahuje studii provedenou v týmu s kolegy z Météo-France, Maďarské meteorologické služby (HMS) a bulharského Národního institutu pro hydrologii a meteorologii (NIMH). Tato studie je věnována otázce citlivosti výkonu modelu na volbě integrační domény. Byla provedena pro východní část Balkánského poloostrova se zřetelem na území Bulharska. Pro tuto oblast jsme se rozhodli i s ohledem na její komplikovanou orografii, která představuje výzvu pro současnou generaci regionálních modelů. Zároveň jde i o ukázkou integrace modelu provedenou mimo oblast, kde je model ALADIN v ČHMÚ obvykle používán, a do jisté míry se tedy pro nás jedná o test geografické univerzality modelu. Tato studie byla postoupena k publikaci jako Farda et al. (2008). Svoji organizací se v ní provedené experimenty liší od těch, které popisujeme v kapitolách 4, 5 a 6 – samostatné integrace byly provedeny pouze pro 11 let v období 1990-2000 a dále jsme použily poslední desetiletí z experimentu ENS25 z kapitoly 5. Vyhodnocení jsme prováděli pro desetiletí 1991-2000 s tím, že první rok byl považován za spin-upový. Pro tuto studii byly použity celkem 3 integrační oblasti: a) velmi rozsáhlá z experimentu ENS25, b) středně rozsáhlá pokrývající střední Evropu s centrem na území Maďarska a c) malá pokrývající západní část balkánského poloostrova s centrem na území Bulharska. Pro přehlednost uvádíme parametry těchto experimentů v tabulce 3.3.

Domény a základní parametry experimentů							
Název	Geometrie	Centrum	Interval	H. rozlišení	V. rozlišení	Časový krok	Zdroj dat
ENS25	167 x 189	17.3E 48.5N	1960-2000	25 km	31	900 s	ERA-40
HUNG25	93 x 93	19.8E 49.1N	1990-2000	25 km	31	900 s	ERA-40
BULG25	37 x 37	26.9E 42.7N	1990-2000	25 km	31	900 s	ERA-40

Tab. 3.3 Základní parametry experimentů z kapitoly 7. Parametry jsou uvedeny v následujícím pořadí: počet bodů v integrační zóně (rovnoběžky x poledníky), centrum domény, interval integrace, horizontální a vertikální rozlišení, časový krok a původ vstupních dat.



Obr. 3.1 Integrační oblasti experimentů (červeně) a cílové oblasti (modře) evaluace výkonu modelu ALADIN-Climate/CZ.

Jako doplňující informaci na závěr a pro vyšší přehlednost shrnujeme na obr. 3.1 integrační oblasti definované v této kapitole pro jednotlivé experimenty. Spolu s nimi jsou zakresleny i cílové oblasti, na něž jsme se zaměřili při vyhodnocování prostorových a časových vlastností pole průměrné teploty vzduchu.

3.2 Použitá data

Vstupní data modelu - ECMWF ERA-40

V některých experimentech (TEST50, ENS50, ENS25, ECEC10) jsme používali re-analýzu Evropského centra pro střednědobou předpověď (European Center for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) jako zdroj dat pro počáteční inicializaci modelu a jeho bočních okrajových podmínek podle principu vysvětleného v základních bodech v podkapitole 2.5. ERA-40 je databáze polí meteorologických prvků spočtených ve zvolených termínech pro období 1.1. 1958 až 31.8. 2002. Jednotlivá pole jsou k dispozici buď v podobě analýz dostupných v daném termínu, nebo pro tokové veličiny (srážky, záření) v definovaných termínech jako jejich suma za určitý časový interval. Kromě těchto základních výstupů ERA-40 obsahuje řadu dalších vedlejších produktů. Pro jejich seznam a detailnější popis celé databáze odkazujeme na Uppala et al. (2005).

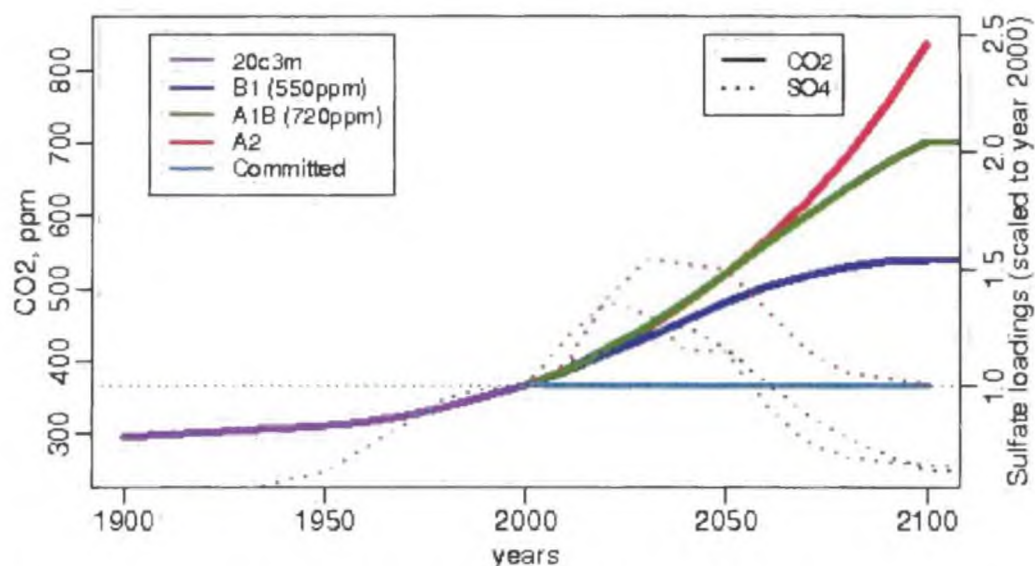
ERA-40 byla připravena jako databáze homogenní svojí metodou vzniku (ale stále ovlivněná nehomogenitou plynoucí z nesourodosti zanesených měřenými daty použitými pro přípravu re-analýzy). Byla vytvořena pomocí globálního předpovědního modelu ECMWF IFS (Integrated Forecasting System), cyklus 24. V současné době představuje ERA-40 nejlepší dostupná data používaná jako ideální okrajové podmínky (re-analýzy) pro testování regionálních klimatických modelů.

Data v plném rozlišení (~120 km v Evropě) jsou dostupná pro občany členských zemí konsorcia ECMWF přes neveřejné internetové rozhraní. Podmínkou pro získání přístupu je bezplatná autorizace zmocněncem ECMWF v zemi státní příslušnosti zájemce. Data v nižším rozlišení (~300 km) jsou volně dostupná na adrese www.ecmwf.int. Pro potřeby integrace modelu ALADIN byla potřebná pole stažena v celoplanetárním rozsahu, který je nutný pro konfiguraci 901 software ARPEGE/ALADIN (viz podkapitola 2.3) a to pro roky 1958-2001. Všechna tato pole meteorologických prvků, nezbytná pro spuštění modelu ALADIN, zabírají 1,5 terabyte a jsou zálohována na archivačním serveru ČHMÚ.

Vstupní data modelu - ARPEGE-Climat

Pro simulace, které používají data globálního modelu, jsme použili výstupy integrací EE1 (kontrolní běh 1960-2000) a EB9 (realizace scénáře A1B pro roky 2020-2050) globálního klimatického modelu ARPEGE-Climat, jejichž výsledky nám laskavě poskytl Dr. Michel Déqué z oddělení GMGEC/CNRM Météo-France. Původní spektrální rozlišení dat ze zprostředkovaných simulací odpovídá T159 v nestretchovaném módu s polem v oblasti západního Středomoří. Data jsou uložena na centrálním archívu Météo-France a z nich vytvořené okrajové podmínky pro model ALADIN v oblasti Evropy jsou zálohovány na centrálním archívu dat ČHMÚ pro účely případné reprodukce experimentů. Ze stejných důvodů je dále archivován binární (spustitelný) soubor modelu ALADIN-Climate/CZ spolu se

seznamy hodnot systémových konstant, klimatických souborů a kompletním skriptovým systémem.



Obr. 3.2 Emisní scénáře SRES, scénář A1B světle zelená plná čára. Koncentrace skleníkových plynů přepočtena na ekvivalentní CO₂ [ppm]. Převzato ze stránek Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis: www.cccma.ec.gc.ca.

Pro integraci budoucího klimatu byl zvolen emisní scénář A1B (IPCC, 2000) Předpokládaný vývoj časových změn koncentrací skleníkových plynů podle scénáře A1B je zaznamenán na obr. 3.2.

Databáze CRU

Jako jednu ze základních pomůcek pro validaci modelových výsledků jsme použili klimatologickou databázi, připravenou vědeckým týmem z laboratoře Climatic Research Unit, University of East Anglia. Vědecký tým tohoto výzkumného centra připravil a poskytuje více různých databází klimatických dat. My jsme pro naši práci použili databázi CRU verze TS 1.2 (Mitchell et al., 2004), která obsahuje celoplanetární data měřených meteorologických prvků v denních řadách, v textovém formátu a v horizontálním rozlišení 0,5° x 0,5°. Data jsou k dispozici pouze pro oblasti nad zemskou pevninou. Tato data jsme zvolili zejména s ohledem na skutečnost, že jsou standardně používána mezinárodní modelářskou komunitou jako základní nástroj pro validaci výsledků globálních a regionálních klimatických modelů. V databázi CRU jsou k dispozici řady hodnot následujících meteorologických prvků:

- Teplota vzduchu ve 2 metrech [K]
- Denní amplituda teploty vzduchu [K]
- Oblačnost [desetiny]
- Tlak vodní páry [kPa]
- Úhrny srážek [mm*10]

Data jsou k dispozici na vyžádání od autorského týmu na jeho internetových stránkách: www.cru.uea.ac.uk. Podmínkou pro jejich použití v rámci zveřejněné vědecké práce je uvedení centra vzniku a citace článku obsahující jejich popis.

Klimatologii této databáze používáme pro verifikaci modelových výstupů pro experimenty zaměřené na studium současného klimatu. Pro tyto potřeby je ovšem provést ještě filtrování bodů databáze, protože v CRU je uzlový bod definován jako pevninský, když se v jeho okolí určeném prostorovým rozlišením databáze nachází alespoň jedna meteorologická stanice použitá pro její přípravu. Jako příklad takového bodu můžeme uvést například okolí ostrova Jan Mayen nebo Faerské ostrovy. Tyto ostrovy ovšem zůstávají nerozlišeny v orografii modelu při horizontálním rozlišení v desítkách kilometrů a uzlový bod je modelem považován za mořský. Všechny tyto „sporné“ body kvůli této nesourodosti pak při verifikaci modelových výstupů odstraňujeme.

Měřená data ze staniční sítě ČHMÚ

Jako další nástroj pro validaci modelových výstupů jsme použili staniční údaje z databáze ČHMÚ CLIDATA, která obsahuje všechny dostupné informace pro pole průměrné teploty vzduchu a jejich minim/maxim v období pokrytém klimatickými experimenty provedenými v rámci této práce. Pro účely verifikace modelových výstupů jsme zvolili vrstvu zgridovaných hodnot prvků meteorologických polí v rozlišení 0.5 km.

Obdobným způsobem byla upravena i modelová data, kdy bylo nejdříve třeba provést jejich překlad z formátu GRIB do formátu TXT a následný import do databázového formátu používaném programem ProClimDB, který jsme použili pro naše výpočty a který je volně dostupný na adrese www.climhome.eu.

3.3 Použité metody verifikace

Pro účely vyhodnocení našich výsledků jsme definovali dvě cílové oblasti ve střední Evropě, pro něž jsme následně podle níže popsanych vztahů spočetli vybrané statistické charakteristiky. První cílová oblast, dále v textu nazývaná jako oblast „B“, je pravouhlý region definovaný rovnoběžkami 40° a 60° severní šířky, v rovnoběžkovém směru pak poledníky 0° a 30° východní délky. Tato oblast zahrnuje celou střední Evropu v jejím nejširším významu. My jsme ji zvolili z toho důvodu, že se na ní odehrávají fyzikální procesy důležité pro utváření klimatu na území ČR. Tato oblast je pak použita pro výpočty v rámci kapitol 4 a 5.

Vlastní oblast střední Evropy, chápané v kontextu této práce jako území bezprostředně přiléhající k zemím bývalého Československa, je reprezentována cílovou oblastí „A“, která je definována jako zóna mezi 12° a 24° poledníkem východní délky a dále 47° a 51° rovnoběžkami severní šířky. Pro tuto oblast pak podobně jako v případě oblasti „B“ počítáme vybrané charakteristiky pole teploty vzduchu pro experimenty prezentované v kapitolách 4, 5 a 6.

V případě studie obsažené v kapitole 7 jsme definovali samostatnou cílovou oblast zahrnující zejména území Bulharska a to tak, že obsahuje body v pravouhlé oblasti vymezené 40° a 46° rovnoběžkou severní šířky a dále 22° až 32° poledníkem východní délky. V souladu s naší terminologií ji pak nazýváme oblastí „C“.

Jako základní kvantifikátor souhlasu mezi simulovaným polem a měřenými daty CRU používáme střední kvadratickou odchylku, anglicky Root Mean Squared Error (RMSE). Pro přehlednost a srozumitelnost se v dalším budeme přidržovat zkratky anglického názvu této charakteristiky - RMSE. Tuto charakteristiku definujeme vztahem:

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.1)$$

kde N je počet bodů v cílové oblasti, pro niž probíhá výpočet, f značí simulované pole, r pole databáze CRU. Rozptyl simulovaného, respektive měřeného pole počítáme podle následujících vztahů:

$$\sigma_f^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2 \quad \sigma_r^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2 \quad (3.2 \text{ a,b})$$

Kde f respektive \bar{f} jsou prostorové průměry obou polí. Těmito vztahy určené hodnoty rozptylu pak používáme k vyjádření prostorové variability, a to vydělením rozptylu simulované pole rozptylem pole z dat CRU.

Dále definujeme i prostorovou korelaci R_s :

$$R_s = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (3.3)$$

Za účelem výpočtu časové korelace nejdříve spočteme v příslušné cílové oblasti pro každý rok z dat modelu a CRU prostorový průměr z ročních nebo sezónních průměrů ve vyhodnocovaném období, a na vzniklou časovou řadu průměrných teplot aplikujeme následující vztah vyjadřující časovou vazbu mezi oběma zkonstruovanými řadami:

$$R_T = \frac{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (f_t - \bar{f})(r_t - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (3.4)$$

V tomto případě ovšem σ_f a σ_r počítáme jako varianci spočtenou přes čas pro danou řadu a nikoliv prostorově jak uvedeno ve vztazích 3.2a a 3.2b a rovněž průměrné hodnoty \bar{f} a \bar{r} jsou nyní vypočteny jako časový průměr a nikoliv prostorový. Pro výpočty časového

Taylorova diagramu v kapitole 7 ještě potřebujeme určit veličinu, kterou nazýváme decentrovanou střední kvadratickou chybou MSE a definujeme ji následujícím způsobem:

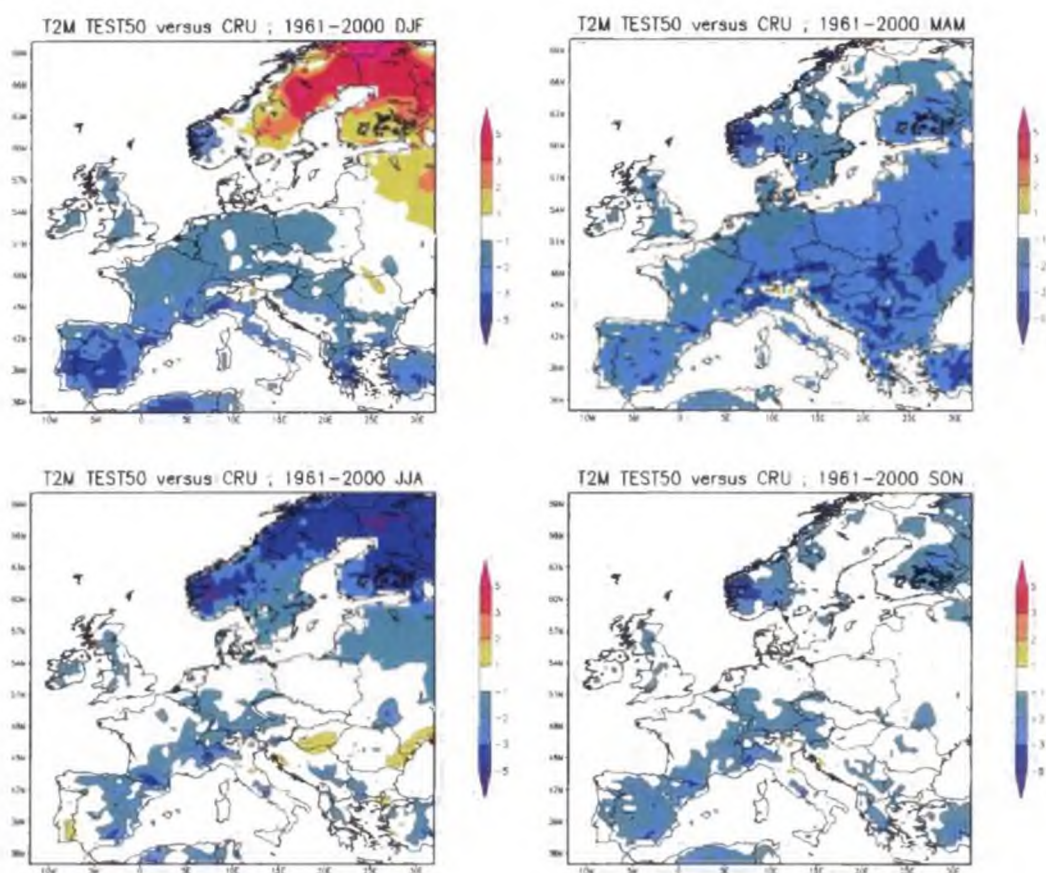
$$MSE = E'^2 = \frac{1}{T} \sum_{i=1}^T [(f_i - \bar{f})(r_i - \bar{r})]^2 \quad (3.5)$$

kde f_i , resp. r_i jsou prostorově zprůměrované hodnoty modelového resp. měřeného pole pro jednotlivé roky či sezóny a \bar{f} , resp. \bar{r} jejich časové průměry za uvažované období. σ_r^2 - časová směrodatná odchylka ř. f , zniklé z měřeného pole je pak použita jako normalizační faktor.

Jako poslední metodu verifikace modelu jsme zvolili výpočet vybraných charakteristik pole teploty vzduchu, kterými je možné postihnout komplikovanější rysy chování teploty, než umožňuje například výpočet RMSE. Jedná se o ukázkou poněkud komplikovanější charakteristiky, než jsou výpočty RMSE či odchylky simulovaného a měřeného pole. V naší práci tedy uvádíme průměrné četnosti počtu ledových, mrazových, letních a tropických dní za zvolené období. Ledové dny jsou definovány jako dny, kdy maximální teplota vzduchu zůstane pod bodem mrazu. Mrazové dny pak odpovídají situaci, kdy minimální teplota vzduchu klesne pod bod mrazu. Obdobným způsobem jsou definovány i letní a tropické dny. Jestliže průměrná teplota dosáhne či překročí 25 °C, je den klasifikován jako letní, respektive v případě hodnoty 30 °C jako den tropický.

4. Test dlouhodobé integrace modelu

Cílem této kapitoly je prezentovat studii založenou na vyhodnocení dlouhodobé integrace předpovědní verze modelu ALADIN, cyklus 28. Touto simulací jsme ověřovali, zda tuto konkrétní verzi modelu bude možné použít, případně po provedení potřebných změn, pro dlouhodobé klimatické integrace zahrnující i simulace budoucího klimatu podle emisních scénářů SRES IPCC. Jediné změny, které jsme v modelu provedli, byla v zásadě technická opatření umožňující jeho dlouhodobou integraci. Provedený experiment, založený na použití re-analýzy ERA-40 jako ideální okrajové podmínky, nazýváme TEST50. Jeho integrace proběhla pro roky 1960-2000 a zvolili jsme pro ní velmi rozsáhlou integrační doménu zahrnující téměř celou Evropu, byť v relativně nízkém horizontálním rozlišení 50 km. Pro podrobnější informace týkající se projekce domény a dalších parametrů integrace odkazujeme na tabulku 3.1 v kapitole 3.



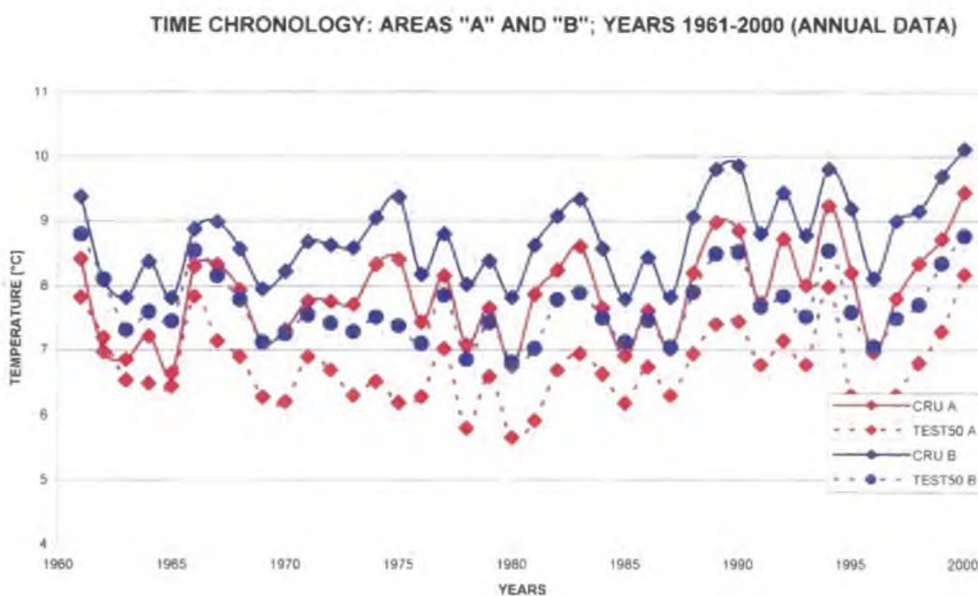
Obr 4.1 Pole odchylek průměrných sezónních teplot vzduchu (model – CRU) [°C] za období 1961-2000 ve střední Evropě pro experiment TEST50: DJF nahoře vlevo, MAM nahoře vpravo, JJA dole vlevo, SON dole vpravo.

Na obrázku 4.1 je zobrazeno pole rozdílu průměrných teplot vzduchu mezi modelovými výstupy a údaji z databáze CRU. Výpočet byl proveden pro jednotlivé sezóny v období 1961-2000 (první rok integrace vždy vyřazujeme z vyhodnocování). Pro jaro tedy používáme zkratku MAM, JJA pak pro léto, SON pro podzim a konečně pro zimu DJF.

Tohoto způsobu označování ročních období se přidržíme i v následujících kapitolách. Zřetelně patrné je poměrně výrazné podhodnocování simulované teploty vzduchu v jarním období (MAM) na území téměř celé Evropy. Příliš chladný je model také v zimě (DJF), a to zejména v západní Evropě a Středomoří s absolutním minimem situovaným v oblasti Pyrenejského poloostrova. Z obrázku 4.1 je dále zřejmé, že model je o něco chladnější ve srovnání s údaji CRU i během zbývajících dvou ročních období, a to na většině zobrazené oblasti.

Typickým rysem modelu ALADIN (nacházíme jej také ve francouzském ALADIN-Climat) je výrazná záporná odchylka mezi modelovými a měřenými hodnotami v létě (JJA) v oblasti Skandinávie a naopak teplá odchylka v tom samém regionu v zimě. Toto chování je charakteristické i pro některé další současné regionální klimatické modely používané v Evropě, jak vyplývá z předběžného vyhodnocení výsledků simulací prováděných v rámci projektu EK ENSEMBLES. Pozitivně můžeme naopak hodnotit skutečnost, že v Maďarsku/Dunajské nížině, z hlediska klimatického modelování rovněž citlivé oblasti, nedochází k nerealistickému nadhodnocování teploty jako je tomu u některých jiných regionálních klimatických modelů, kde je tento fenomén často provázen i deficitem srážek zejména v letním období.

Na obrázku 4.2 je vynesena průběh průměrné roční teploty vzduchu v cílových oblastech „A“ a „B“ pro model a klimatologii CRU v období 1961-2000. Patrná je dobrá shoda mezi modelem a databází CRU v první polovině 60. let, ve zbytku období potom vidíme negativní odchylku simulované teploty. Nejvýraznější je tato odchylka v polovině 70. let, kdy je teplota modelu ve srovnání s CRU nižší až o 2 °C. Podobně chladná je také první polovina 80. let. V 90. letech pak pozorujeme mírnou redukci negativní odchylky, kdy je její hodnota zpravidla nižší než 1 °C.



Obr. 4.2 Časová evoluce průměrné roční teploty vzduchu [°C] v období let 1961-2000 pro experiment TEST50. Plnou (šrafovanou) červenou čarou jsou vynesena data CRU (modelu) pro oblast A, plnou (šrafovanou) a modře hodnoty spočtené z CRU (modelu) pro oblast B.

I s přihlédnutím k dříve popsaným nedostatkům je zřejmé, že s ohledem na obr. 4.2 zůstává odchylka modelové teploty relativně nízká a rozložena poměrně rovnoměrně v čase a

nedochází k její nadměrné kumulaci v určitých specifických obdobích. V případě zmíněných chladnějších období si nejsme vědomi žádného konkrétního „interního“ mechanismu, který by byl odpovědný za jejich vznik. Pouze provedení dalších experimentů může pomoci ozřejmit příčiny tohoto chování: zda se jedná o náhodný projev vnitřní variability modelu, případně zda jde o reakci modelu na určitý podnět přicházející z řídicích dat. Přes přítomnost výraznější chladné odchylky teploty vzduchu a změnám v její hodnotě obecně ale platí, že časové řady spočtené z modelových dat dobře korespondují s řadami spočtenými z databáze CRU. Tím je splněna jedna z nutných podmínek kladených na regionální model: musí korespondovat s chováním řídicích dat a nesmí tedy generovat takové interní klima, které by svým charakterem s nimi bylo v příkrém rozporu. Námí obdrženy výsledek tomuto požadavku vyhovuje.

Pro cílové oblasti „A“ a „B“ definované v kapitole 3.3 jsme spočetli průměrné roční a sezónní teploty v příslušném regionu pro období 1961-2000 a časové korelace (podle vztahu 3.4) těchto řad s obdobně vytvořenými řadami z dat CRU. Výsledky jsou uvedeny v tabulce 4.1. Je zřejmé, že nejvyšší hodnoty korelace je dosaženo v zimě (0,85 pro oblast A, 0,88 pro oblast B). Nejnížší shoda mezi modelem a CRU naopak panuje pro letních řady: zde korelace jen nevýrazně přesahuje hodnotu 0,6. Pro obě přechodové sezóny se hodnoty korelací pohybují okolo 0,8. Tyto výsledky interpretujeme jako důsledek konvektivní aktivity v modelem simulovaném klimatu, která prostřednictvím svého nahodilého charakteru ovlivňuje hodnoty časové korelace. Tím je pak vnášen faktor nejistoty do modelové simulace, projevující se sníženou hodnotou časové korelace s pozorovanými daty.

Pearsonův koeficient korelace - experiment TEST50		
	A / CRU	B / CRU
YEAR	0,74	0,78
MAM	0,78	0,82
JJA	0,61	0,61
SON	0,79	0,83
DJF	0,85	0,88

Tab. 4.1 Hodnoty Pearsonova koeficientu korelace spočteného pro řady teploty konstruované z ročních/sezónních průměrů teploty vzduchu přes oblasti A a B experimentu TEST50 vůči obdobně určeným řadám údajů databáze CRU.

V obou přechodových sezónách (jaro, podzim) s méně aktivní konvekcí než v létě je pak shoda mezi modelem a měřeními větší a nejlepší shodu nalézáme v zimě, kdy ke konvekci nad pevninou zpravidla nedochází. Je známo, že nad mořskou hladinou může často docházet ke konvekci v situaci, kdy se relativně chladný vzduch pohybuje nad teplejším mořským povrchem, ale zde znovu připomínáme (jak je vysvětleno v kapitole 3), že v naší metodologii vylučujeme všechny mořské body a zabýváme se pouze údaji z pevniny. Tudíž ani tento specifický případ zimní konvekce nemůže mít žádný podstatný vliv na naše výsledky.

Dále jsme pro validaci modelového výstupu spočetli vybrané prostorové charakteristiky jako jsou RMSE, prostorová variabilita a prostorová korelace, a to podle definic daných vztahy 3.1, 3.2a, 3.2b a 3.3. Výsledky těchto výpočtů jsou shrnuty v tabulce 4.2. Pro prostorovou korelaci dostáváme ve všech případech hodnotu vyšší než 0,9. Nejlepší shoda nastává v případě průměru teploty spočteného za celé období 1961-2000. U RMSE nalézáme její nejvyšší hodnotu na jaře, a to v obou cílových oblastech - to je zcela v souladu s rozložením odchylky teploty na obr. 4.1. V obou případech tato hodnota přesahuje 2 °C (u menší oblasti A se dokonce blíží 3 °C). I v případě průměrné zimní teploty RMSE přesahuje hodnotu 1 °C. Takové chování jsme již nepovažovali za přijatelné a spolu s problémy s prostorovým rozložením pole srážek bylo hlavním důvodem, proč jsme modifikovali model ALADIN a nakonec ho začali používat v nové konfiguraci. Třetím údajem v tabulce 4.2 je prostorová variabilita definovaná jako podíl směrodatných odchylek simulovaného a měřeného pole: zatímco pro oblast A se pohybuje podle očekávání okolo faktoru 1, která odpovídá stejné variabilitě v modelu a datech CRU, u oblasti B je již výrazně vyšší a pro průměrnou podzimní teplotu dokonce přesahuje faktor 2: variabilita simulovaného pole je zřetelně vyšší než u dat CRU.

EXPERIMENT TEST50						
	OBLAST A			OBLAST B		
	CORR	RMSE	VAR	CORR	RMSE	VAR
YEAR	0,95	1,1	1,0	0,96	1,2	1,6
MAM	0,94	2,7	0,8	0,94	2,2	1,5
SON	0,94	0,8	1,3	0,94	0,8	2,1
DJF	0,90	1,1	0,7	0,91	1,2	1,9
JJA	0,94	0,7	1,4	0,95	1,0	1,5

Tab. 4.2 Hodnoty prostorové korelace teploty vzduchu, RMSE a prostorové variability vyjádřené jako podíl směrodatných odchylek modelového (TEST50) a měřeného (CRU) pole. Spočteno pro pole průměrné roční/sezónní teploty vzduchu za období 1961-2000 a pro cílové oblasti A a B.

S pomocí popisovaného experimentu, založeného na dlouhodobé integraci předpovědní verze modelu ALADIN CY28, jsme byli schopni potvrdit závěry předchozích studií provedených se staršími verzemi modelu (Janisková, 1994 ; Huth et al., 2003). Opět byla prokázána principiální způsobilost tohoto regionálního modelu pro provádění dlouhodobých integrací a to přesto, že model ALADIN je vyvíjen primárně pro účely krátkodobé předpovědi počasí. Zároveň jsme byli schopni identifikovat některé problémy: ukázalo se, že model je v dlouhodobých průměrech příliš chladný (zejména na jaře) a spolu s některými jeho dalšími neuspokojivými vlastnostmi (týká se např. pole srážek) nás to přimělo provést sérii testů vedoucích ke změnám a následnému ověřování vstupních parametrů některých fyzikálních schémat (schéma ISBA, procesy v mezni vrstvě atmosféry).

V rámci tohoto procesu jsme provedli mnoho experimentů, kdy jsme testovali chování modelu pro různé hodnoty vstupních konstant tak, aby byl po dostatečně dlouhou dobu několika let schopen reprodukovat dostatečně přesně současné klima zejména s ohledem na potřebu redukovat zjištěné nedostatky v simulovaných polích teploty a srážek. Výstupy

modelu nebyly porovnávány pouze s údaji zde použité databáze CRU, ale i jinými zdroji dat, jakými jsou zejména staniční měření ČHMÚ či re-analýza ERA-40. Příklad jedné takové studie je obsažen ve Farda et al. (2007). Výsledkem tohoto procesu je pak regionální klimatický model, jehož výsledky prezentujeme v následujících kapitolách, a který dále nazýváme ALADIN-Climate/CZ.

5. Integrace modelu v rozlišení 25 a 50 km

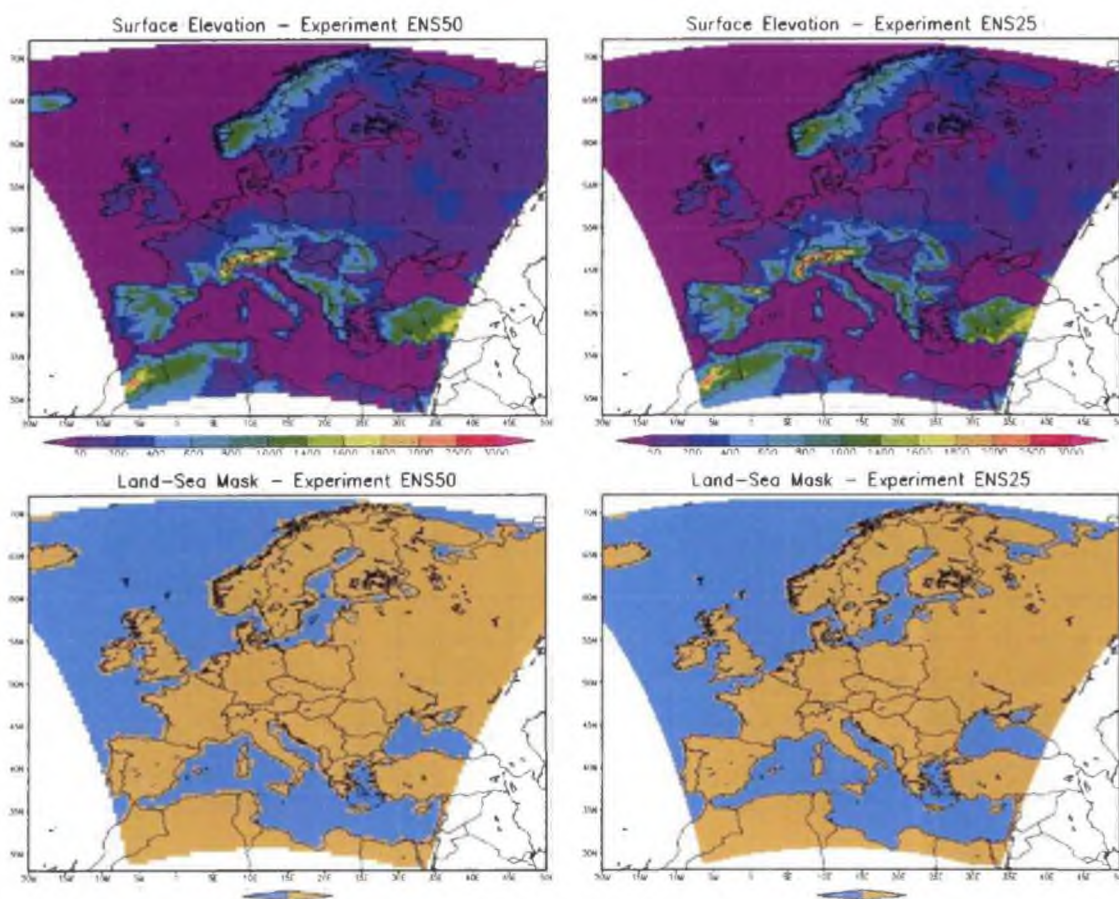
5.1 Úvod

V této kapitole prezentujeme výsledky integrací modelu ALADIN-Climate/CZ provedených v horizontálním rozlišení 25 a 50 km. Doména vlastní integrace je totožná s experimentem TEST50 popsaným v kapitole 4. Stejně jako v předchozí kapitole jsme jako boční okrajovou podmínku použili re-analýzu ERA-40 a z těchto dat byl model na počátku integrace i inicializován. Obě integrace byly provedeny pro období od 1. ledna 1960 do 31. prosince 2000. Odlišné horizontální rozlišení těchto experimentů vede také k odlišné vertikální struktuře modelu a ke změněnému časovému kroku: v případě 25 km experimentu (ENS25) jsme použili 31 hladin atmosféry a časový krok 900 sekund, zatímco pro experiment ENS50 v rozlišení 50 km stačilo 27 hladin a 1200 sekund. Zde jen v krátkosti podotýkáme, že integrační doména i její projekce je totožná pro oba experimenty (a experiment TEST50) a jediným rozdílem zůstává skutečně jen odlišný časový a prostorový krok, takže souřadnice bodů z experimentu ENS50 jsou totožné se souřadnicemi příslušných (lichých v obou směrech) bodů v experimentu ENS25.

Bližší pozornost si ovšem zaslouhuje modelová orografie v obou experimentech, která je v důsledku jejich různého horizontálního rozlišení samozřejmě odlišná. Podobně je tomu i u rozložení pevnin a moří v obou experimentech, neboť vyššímu rozlišení odpovídá i přesnější lokalizace mořského pobřeží. Pro úplnost tedy na obrázku 5.1 prezentujeme modelovou orografii, dokládající přesnější popis reálné orografie pro vyšší rozlišení modelu a dále i rozložení pevniny a moří. Musíme však podotknout, že i v rozlišení 25 kilometrů není zdaleka tento popis v mnoha ohledech dostatečný: Baltské i Středozemní moře jsou odděleny od světového oceánu zemskými šíjemi (stejně tak i Černé moře zůstává izolováno od Středozemního) a například Velká Británie je fyzicky spojena s Evropou v jeden celek. Považujeme tyto skutečnosti za připomenutí jistých mezí možností v klimatickém modelování, kdy nutnost vhodným způsobem diskretizovat skutečnost vede k nezbytnosti akceptovat chyby, které z této diskretizace plynou. Na tuto skutečnost je nutno dbát při interpretaci modelových výsledků a jejich srovnávání s měřenými daty.

Již dříve jsme zmínili, že volba rozsáhlé integrační oblasti implikuje značnou volnost ponechanou modelové fyzice a dynamice v tvorbě klimatu uvnitř studované oblasti. To je přirozeným důsledkem toho, že vzduchová částice setrvává po svém vstupu do integrační oblasti v jejím vnitřku déle, než je tomu u menších domén. Tato skutečnost ovšem může mít negativní dopad na kvalitu simulace, neboť regionální klimatický model může generovat klima v rozporu s realitou, která je pro nás reprezentována řídicí re-analýzou. Z těchto důvodů jsme prověřili, zda model ALADIN-Climate/CZ skutečně dokáže reprodukovat základní rysy cirkulace atmosféry. Pro tyto účely jsme porovnali pole tlaku vzduchu přepočteného na hladinu moře vypočítané modelem a ERA-40. Tyto

výsledky jsou spolu s jejich stručným výkladem prezentovány v kapitole 5.2. V následujících podkapitolách pak prezentujeme zvolené parametry teploty simulované modelem a verifikované proti databázi CRU a staničním datům na území ČR způsobem popsaným v kapitole 3.

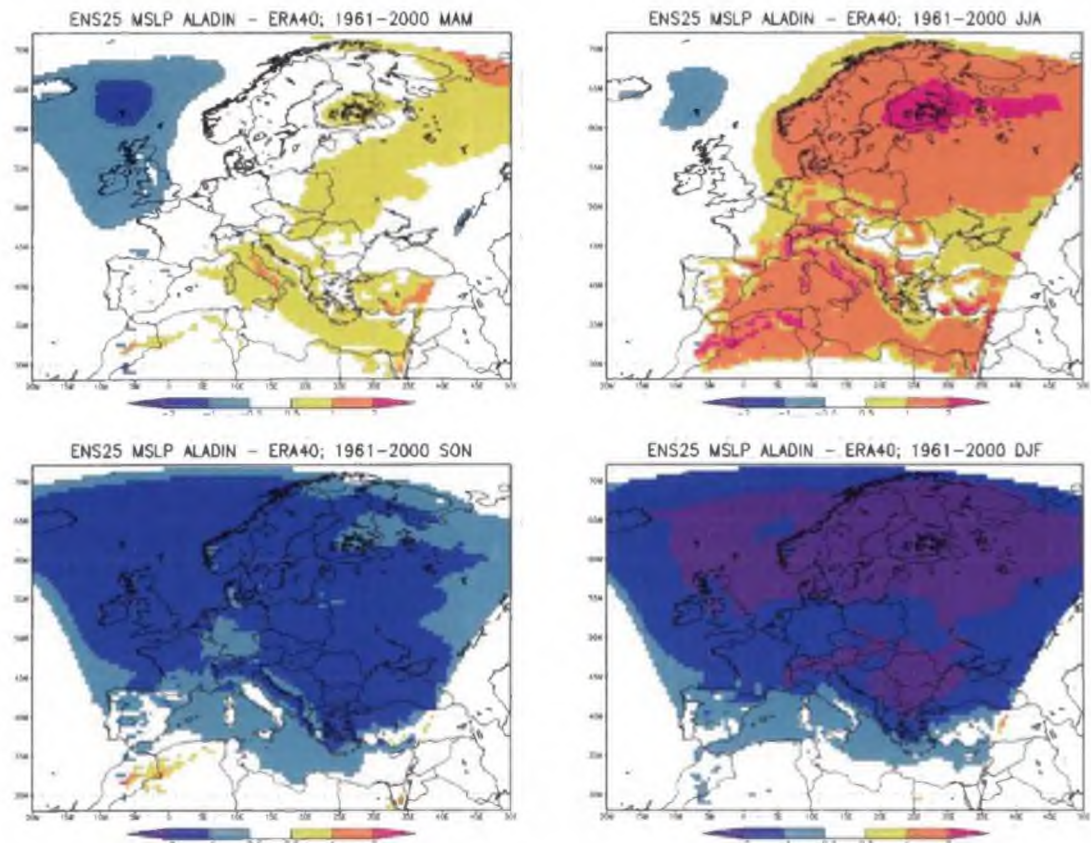


Obr. 5.1 Nadmořská výška v metrech a rozložení pevniny a vodních ploch (land-sea mask) pro oba experimenty, ENS50 vlevo, ENS25 vpravo.

5.2 Evaluace velkoprostorové cirkulace

V této podkapitole uvádíme porovnání pole tlaku vzduchu, přepočteného na hladinu moře mezi modelem a řídicími daty ERA-40. Výsledek tohoto srovnání pak naznačuje, že pole proudění vzduchu je reprodukováno modelem dostatečně realisticky. Pakliže by model nebyl schopen dostatečně věrně zachytit skutečnou cirkulaci

v atmosféře, nemohli bychom považovat jím reprodukované klima za realistické, a tudíž by nebyl vhodný pro klimatické experimenty.



Obr. 5.2 Odchylka pole tlaku vzduchu přepočteného na hladinu moře [hPa] (modelová data ENS25 – ERA-40). Sezónní průměry za období 1961-2000.

I v tomto případě se přidržujeme konvence zavedené v kapitole 4 a uvádíme výsledky pro jednotlivé sezóny roku, označené zkratkami z prvních písmen anglických názvů jednotlivých měsíců dané sezóny.

Z obrázku 5.2 je zřejmé, že model v experimentu ENS25 skutečně modifikuje pole tlaku vzduchu ve srovnání s řídicími daty ERA-40. Ve čtyřicetiletém průměru je modelový tlak přepočtený na hladinu moře nižší o 2 - 3 hPa. V létě má pak model naopak tendenci pole tlaku mírně nadhodnocovat a během jara nalézáme pouze nepatrné rozdíly od dat ERA-40 na větší části integrační oblasti. Celkově tedy zůstává charakter pole tlaku vzduchu vystižen dostatečně přesně s tím, že i maximální hodnoty odchylky tlaku, které nastávají v zimě, můžeme považovat za přijatelné. Tyto závěry platí pochopitelně i pro simulaci ENS50.

5.3 Pole teploty vzduchu - základní vyhodnocení

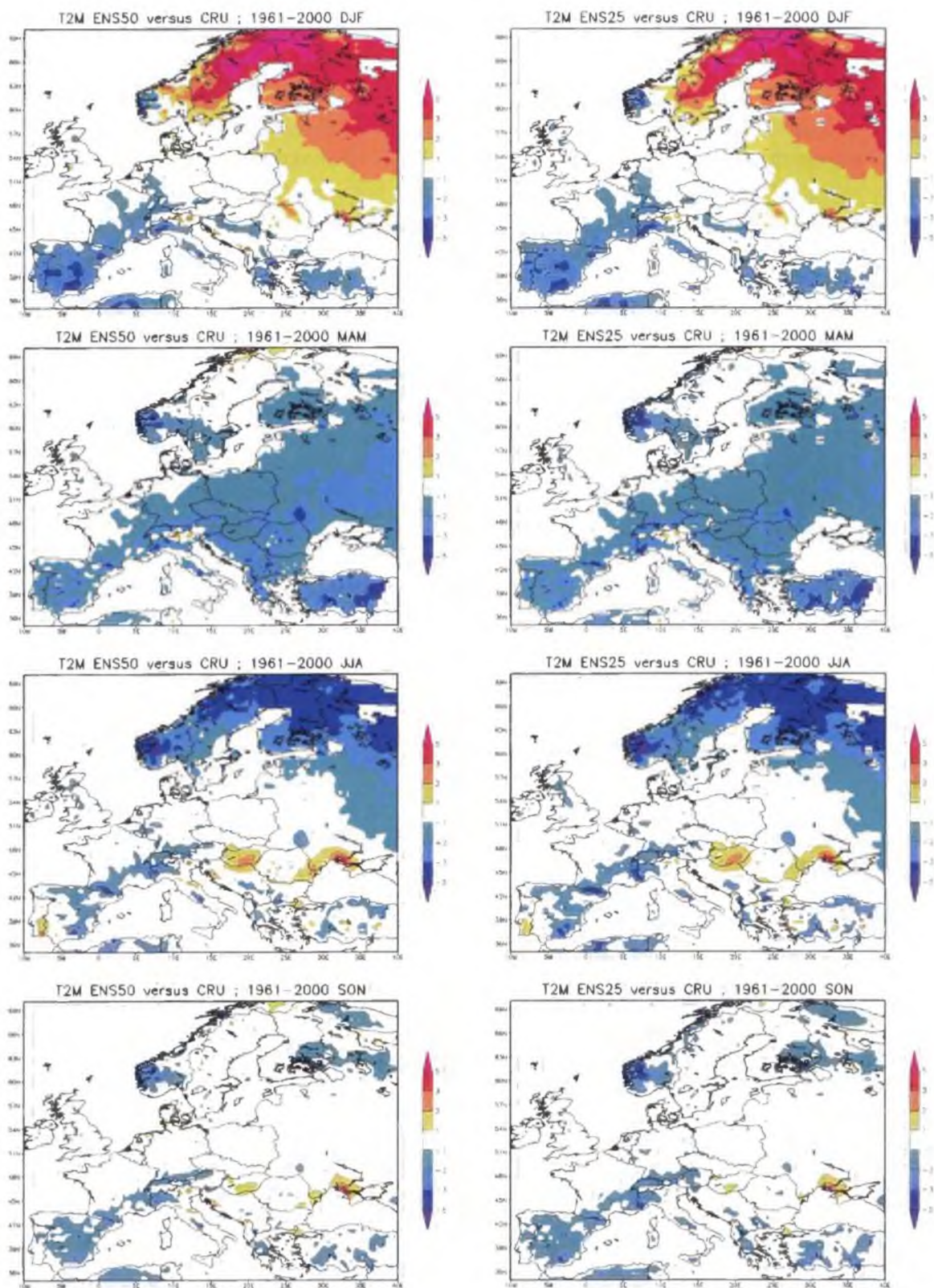
Za základní nástroj pro evaluaci modelových výstupů v prostoru střední Evropy jsme zvolili pole přízemní teploty vzduchu obsažené v databázi CRU v prostorovém rozlišení ~50 km popsané v podkapitole 3.2. Jak jsme již uvedli, v současné době se jedná o nejčastěji používaná data pro validace výstupů regionálních a globálních klimatických modelů. Pole teploty vzduchu nejprve prezentujeme ve formě map odchylek modelu od CRU. Tyto mapy nám pak umožňují subjektivní vyhodnocení kvality simulace, na kterou navazujeme výpočty hodnot RMSE, prostorových korelací, časových korelací a prostorové variability vyjádřené jako podíl rozptylu modelových a měřených (CRU) dat. Tyto výpočty jsme provedli pro oba experimenty a uvádíme jejich výsledky ve formě tabulek.

V závěru této kapitoly pak přinášíme porovnání experimentu ENS25 vůči staničním datům ČHMÚ a to ve formě názorné ukázky aplikace modelových dat v rámci popisné klimatologie: počty ledových, mrazových, letních a tropických dní spolu s jejich porovnáním s údaji spočtenými ze staničních dat.

5.3.1 Odchylka pole teploty vzduchu

Pro základní (a subjektivní) vyhodnocení kvality simulace modelové teploty vzduchu ve dvou metrech nad zemí jsme ji porovnali s teplotou vzduchu z databáze CRU: mapy odchylek pole teploty pro oba experimenty jsou na obrázku 5.3. V levém sloupci jsou vyneseny výsledky pro experiment ENS50, v pravém pak pro experiment ENS25. Jednotlivé sezóny jsou seřazeny ve sloupcích sestupně od zimy (DJF) po podzim (SON). Takové srovnání nám poskytuje základní představu o kvalitě simulace v jednotlivých ročních obdobích, a tím i mimo jiné pomáhá při interpretaci výsledků uvedených v následujících podkapitolách.

Odchylka teploty vzduchu je vynesena pro celou oblast Evropy což umožňuje udělat si představu o přesnosti simulací nejen pro náš zájmový region střední Evropy, ale také pro zbývající větší část evropského kontinentu. Nejcharakterističtější rysem obou experimentů ENS25 a ENS50 je jejich vzájemná shoda, a to pro všechna roční období. Tento rys považujeme zejména za důležitý potvrzení kvality modelu ALADIN-Climate/CZ (a samozřejmě i mateřské předpovědní verze), dokladující robustnost fyzikálních parametrizací připravených tak, aby bez vnějších zásahů podávaly stabilní výkon i při změně horizontálního rozlišení modelu. To není zcela samozřejmá vlastnost a obecně lze očekávat závislost chování fyzikální parametrizace na horizontálním rozlišení modelu.



Obr. 5.3 Odchylka pole teploty vzduchu v 2 m [$^{\circ}\text{C}$], (modelová data – CRU). ENS50 vpravo, ENS25 vlevo. Sezóny řazeny sestupně od zimy (DJF) po podzim (SON); Sezónní průměry pro období 1961-2000.

Zároveň ovšem platí, že malý rozdíl mezi oběma simulacemi je také důsledkem pouze relativně malých rozdílů v orografiích experimentů ENS50 a ENS25, jak je zřejmé z obrázku 5.1.

Dalším charakteristickým rysem chování modelu, patrným už v případě experimentu TEST50 z kapitoly 4, je atypické zvýšení teploty vzduchu v oblasti Skandinávie v zimě a naopak její snížení v létě. Pro toto chování nemáme zatím uspokojivé vysvětlení a bude jej zřejmě třeba v budoucnu blíže studovat. Nyní můžeme pouze konstatovat, že podobnou anomálii v této oblasti vykazují výstupy více regionálních klimatických modelů použitých v projektu ENSEMBLES na integračních doménách podobných naší. Musíme ovšem podotknout, že z předběžných porovnání se zdá, že model ALADIN-Climate/CZ je zasažen tímto problémem nejvýrazněji.

Dalším, pro oblast střední Evropy relevantnějším rysem, je negativní odchylka modelové teploty vzduchu v jarním období. Její absolutní hodnota přesahuje 2 °C pouze v horských polohách, ale i tak se jedná o relativně nepříjemný jev, zejména s ohledem na případné využití modelových výstupů pro modely v zemědělství. Doba klíčení většiny zemědělských plodin je totiž určována teplotou vzduchu a mnohé zemědělské plodiny jsou velmi citlivé na tento parametr. Předběžné vyšetření příčiny tohoto chování modelu, které jsme provedli, naznačuje, že negativní odchylka teploty je spojena s opožděným táním velkého množství sněhu v modelu. Z měsíčních i denních dat simulovaných polí je patrné, jak se tání i odchylka teploty přemisťují v průběhu jara ze střední Evropy (březen) na severovýchod Ruska (květen až červen). Tento fenomén si prozatím vysvětlujeme tím, že v důsledku zonálního chování modelu v zimě dojde ve střední a východní Evropě k nahromadění příliš velkého množství sněhu. Jeho jarní tání pak na jaře vede ke zvýšenému pohlcování tepla z přízemní vrstvy vzduchu a tím i k negativní odchylce teploty v regionu, kde k intenzivnímu tání právě dochází.

S výjimkou chladné odchylky teploty v průběhu jara však můžeme konstatovat, že model ALADIN-Climate/CZ simuluje průměrnou teplotu vzduchu dobře: hodnoty její odchylky vůči databázi CRU na území ČR zůstávají v mezích ± 1 °C, čímž se model řadí mezi velmi dobré modely používané v současné klimatologické praxi. Tento závěr platí i pro srovnání se staničními daty, které zde ovšem pro duplicitu neprezentujeme. Nedostatky v simulované teplotě vzduchu zmíněné v předchozím textu pak nepovažujeme za natolik závažné, aby byly na překážku používání modelu ALADIN-Climate/CZ, neboť jsou v mezích rozsahu chyb charakteristických pro výsledky jiných používaných regionálních klimatických modelů. Náprava těchto chyb pak bude samozřejmě souviset se stavem poznání chování systému země/atmosféra a pokrokem v oblasti numerického modelování.

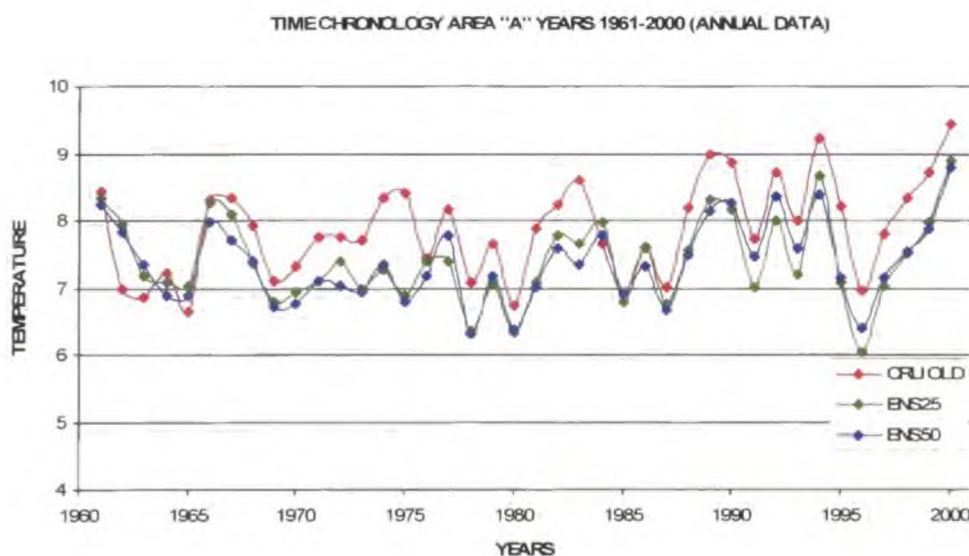
5.3.2 Vybrané statistické vlastnosti pole teploty vzduchu

V předchozí podkapitole jsme představili pole přízemní teploty vzduchu v porovnání s databází CRU. Nyní se budeme věnovat podrobnějšímu rozboru vlastností

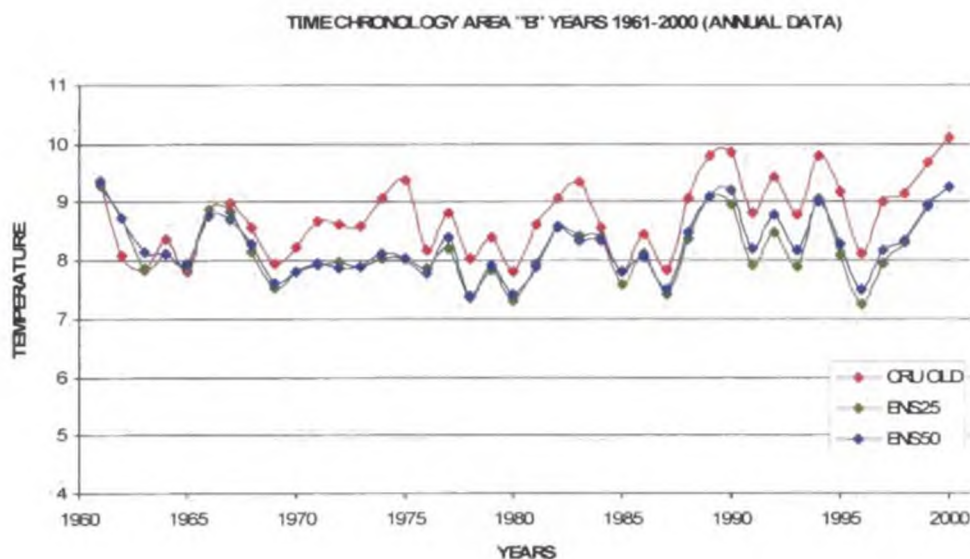
simulovaného pole teploty vzduchu se zřetelem na jeho prostorové a časové chování v oblasti střední Evropy. Pro tyto účely jsme si definovali dvě cílové pravouhelníkové oblasti. První, oblast „A“, pokrývá zejména území bývalého Československa a druhá, oblast „B“, celou střední Evropu. Jejich definice jsou uvedeny v kapitole 3.

Pro obě zvolené oblasti jsme spočetli řady ročních a sezónních průměrů teploty vzduchu a z nich určili hodnoty časových korelací s obdobně připravenými řadami z databáze CRU. Dále jsme provedli i výpočty hodnot RMSE, prostorových korelací a prostorové variability, vyjádřené jako poměr směrodatných odchylek porovnávaných polí. Tim jsme získali poměrně přesnou představu o chování modelu v obou experimentech ENS25 a ENS50. Stejně jako v případě podkapitoly 5.3.1 jsou všechny výpočty vztahené pouze k bodům výpočetní sítě nad pevninou a připomínáme, že bylo třeba odstranit tu část dat CRU v uzlových bodech, které jsou v modelu považované jako mořské (jak je vysvětleno v kapitole 3).

Na obrázku 5.4 je vynesena časový vývoj průměrné roční teploty vzduchu pro oba experimenty a databázi CRU v období 1961-2000 pro cílovou oblast „A“ a na obrázku 5.5 pro cílovou oblast „B“. Z obou obrázků je patrný charakteristický rys modelu ALADIN-Climate/CZ - v ročních průměrech je model téměř vždy o něco chladnější než CRU. Tento rozdíl je ovšem jen zřídka větší než několik desetin stupně Celsia.



Obr. 5.4 Vývoj průměrné roční teploty vzduchu [°C] v období 1961-2000. Červeně jsou vynesena data CRU, zeleně (modře) hodnoty spočtené z experimentu ENS25 (ENS50). Oblast „A“.



Obr. 5.5 Vývoj průměrné roční teploty vzduchu [°C] v období 1961-2000. Červeně jsou vynesena data CRU, zeleně (modře) hodnoty spočtené z experimentu ENS25 (ENS50). Oblast „B“.

Jedním z takových období, kdy je rozdíl mezi modelem a daty CRU významný, jsou 70. léta (zejména rok 1975), kdy rozdíl přesahuje 1 °C. V této době si nejsme vědomi žádného konkrétního fyzikálního či dynamického mechanismu (jako např. u záporné odchylky teploty vzduchu na jaře), který by mohl model ovlivnit. Avšak vzhledem ke skutečnosti, že k tomuto chování dochází i v experimentu na odlišné integrační oblasti popsaném v kapitole 6, přikláníme se k vysvětlení, že se přesto jedná o reakci modelu na určitý specifický podnět přicházející ze vstupních dat, než například o projev nahodilé interní variability modelu.

Dalším rysem časového vývoje průměrné roční teploty vzduchu během studovaného období je skutečnost, že model zůstává teplejší v počátku integrace (první roky 60. let). V tomto případě vysvětlujeme toto chování klimatickým spin-upem modelu - dobou, za kterou se ustálí vodní obsahy v půdě a model přestane být ovlivňován nedostatkem půdní vlhkosti.

V tabulce 5.1 prezentujeme hodnoty Pearsonova koeficientu korelace vypočteného pro řady průměrné roční a sezónní teploty vzduchu, které jsme určili z dat obou experimentů (ENS25 a ENS50), a to proti řadě teplot spočítané v tom samém období z dat databáze CRU. Prostorové průměry byly připraveny pro oblast „A“. Dále je v tabulce uveden koeficient korelace časové řady experimentu ENS25 vůči datům experimentu ENS50. Tento parametr uvádíme z toho důvodu, že je poměrně zajímavým ukazatelem konzistence modelu v podmínkách změněného rozlišení (prostorového i časového). V tabulce 5.2 přinášíme výsledky obdobných výpočtů provedených ovšem pro

výrazně větší cílovou oblast „B“. Je zřejmé, že i v rámci oblasti „A“ dostáváme dostatečně věrohodné výsledky podobně jako je tomu pro oblast „B“.

Pearsonův koeficient korelace - oblast „A“			
	ENS25/CRU	ENS50/CRU	ENS25/ENS50
YEAR	0.76	0.78	0.94
MAM	0.81	0.81	0.97
JJA	0.57	0.58	0.88
SON	0.80	0.75	0.92
DJF	0.84	0.81	0.98

Tab. 5.1 Hodnoty Pearsonova koeficientu korelace spočteného pro data experimentů ENS25 a ENS50 vůči hodnotám z databáze CRU a hodnoty korelace mezi experimenty navzájem. Cílová oblast „A“.

Pearsonův koeficient korelace - oblast „B“			
	ENS25/CRU	ENS50/CRU	ENS25/ENS50
YEAR	0.80	0.81	0.97
MAM	0.85	0.84	0.98
JJA	0.59	0.64	0.92
SON	0.85	0.82	0.95
DJF	0.87	0.86	0.99

Tab. 5.2 Hodnoty Pearsonova koeficientu korelace spočteného pro data experimentů ENS25 a ENS50 vůči hodnotám z databáze CRU a hodnoty korelace mezi experimenty navzájem. Cílová oblast „B“.

Z obou tabulek je patrné, že příslušné hodnoty korelačních koeficientů jsou vždy vyšší pro větší z obou cílových oblastí. Zde nabízíme vysvětlení, že body v orograficky komplikované střední Evropě mají větší váhu na malé oblasti „A“ než je tomu na rozsáhlejší oblasti „B“. Již z hodnot průměrné roční teploty vzduchu na obrázcích 5.4 a 5.5 je patrná velmi dobrá shoda mezi oběma experimenty navzájem, a hodnoty jejich koeficientů korelace z obou tabulek tuto shodu potvrzují.

Dalším zajímavým poznatkem platným pro obě oblasti jsou poměrně nízké hodnoty koeficientu korelace v letním období a do určité míry i na podzim. V této době je silně aktivní konvekce a její nahodilou povahu pak můžeme činit odpovědnou za snížené hodnoty koeficientu korelace mezi experimentem a pozorovanými daty reprezentovanými databází CRU (Lucas-Picher et al., 2008). V téže době je nejnižší i souhlas mezi oběma experimenty navzájem (v případě oblasti „A“ a dat pro letní období klesá pod hodnotu

0.9) a to nás utvrzuje ve správnosti našeho vysvětlení, neboť odlišná orografie v obou experimentech vede i k odlišnostem ve vývoji a aktivitě konvektivní činnosti, což se přirozeně musí projevit na snížené shodě mezi oběma časovými řadami, které jsme zde podrobili vyšetřování.

Dalšími veličinami, které jsme spočetli pro validaci modelových dat, jsou hodnoty prostorové korelace, RMSE a prostorové variability vyjádřené jako podíl směrodatných odchylek pole simulovaného modelem a pole reprezentujícího měřená data. Poslední uvedená veličina pak charakterizuje prostorovou proměnlivost modelovaného pole v porovnání se skutečností. Tyto údaje pro oba experimenty a cílové oblasti uvádíme opět ve formě tabulek (5.3 pro oblast „A“ a 5.4 pro oblast „B“).

	ENS50	ENS50	ENS50	ENS25	ENS25	ENS25
	CORR	RMSE	VAR	CORR	RMSE	VAR
MAM	0.95	1.9	0.8	0.95	1.7	1.0
JJA	0.94	0.6	1.4	0.95	0.6	1.5
SON	0.91	0.6	0.7	0.91	0.6	0.8
DJF	0.94	0.8	1.5	0.95	0.9	1.6
YEAR	0.94	0.6	1.1	0.95	0.6	1.2

Tab. 5.3 Hodnoty prostorové korelace teploty vzduchu, RMSE a prostorové variability vyjádřené jako podíl směrodatných odchylek modelového a měřeného pole. Spočteno pro data experimentů ENS25 a ENS50 vůči databázi CRU a pro pole průměrné teploty za období 1961-2000. Cílová oblast „A“.

	ENS50	ENS50	ENS50	ENS25	ENS25	ENS25
	CORR	RMSE	VAR	CORR	RMSE	VAR
MAM	0.95	1.6	1.4	0.96	1.5	1.5
JJA	0.94	0.6	2.0	0.93	0.6	2.2
SON	0.91	1.0	1.9	0.89	1.0	2.0
DJF	0.95	0.8	1.5	0.95	0.8	1.6
YEAR	0.96	0.7	1.5	0.95	0.7	1.7

Tab. 5.4 Hodnoty prostorové korelace teploty vzduchu, RMSE a prostorové variability vyjádřené jako podíl směrodatných odchylek modelového a měřeného pole. Spočteno pro data experimentů ENS25 a ENS50 vůči databázi CRU a pro pole průměrné teploty za období 1961-2000. Cílová oblast „B“.

Z obou tabulek je patrné, že modelové pole velmi dobře prostorově koreluje s polem databáze CRU. Tato korelace je nejvyšší pro roční a jarní průměry, o něco nižší je pak na podzim a v létě. V případě RMSE se zvýšenými hodnotami vyznačuje zejména jaro. Tento výsledek odpovídá situaci na obrázku 5.3, dokládající příliš chladnou jarní teplotu vzduchu. Zajímavým rysem jsou velmi malé rozdíly mezi oběma cílovými oblastmi a také mezi experimenty ENS25 a ENS50. Z toho vyvozujeme, že i oblast A je dostatečně velká pro takový výpočet a poskytuje stabilní výsledky. (Není tedy citlivá na změnu své hranice, kdy pro příliš malou oblast může malý počet bodů s atypickými hodnotami silně ovlivnit výsledek). Dále to potvrzuje naši důvěru v kvalitu simulací modelu ALADIN-Climate/CZ, neboť vysoké hodnoty prostorové korelace a přijatelné hodnoty RMSE pro experimenty s odlišným rozlišením 50 a 25 km svědčí o vysoké konzistenci modelové fyziky při změně horizontálního rozlišení mezi oběma experimenty.

Poněkud odlišná situace nastává v případě prostorové variability simulovaných polí: zatímco mezi experimenty panuje dobrá shoda a hodnota variability zůstává v přijatelných mezích, v případě přechodu mezi oběma cílovými oblastmi jsme svědky výrazné změny jejího chování. V tento okamžik nemáme pro tento jev uspokojivé vysvětlení a bude třeba pečlivého rozboru pro jeho objasnění.

5.3.3 Vybrané charakteristiky pole teploty vzduchu

Jedním z alternativních postupů evaluace modelu, který jsme zvolili, je i výpočet průměrného ročního počtu ledových, mrazových, letních a tropických dní pro území ČR z dat experimentu ENS25 pro období 1961-2000. Definice těchto charakteristik pole teploty je uvedena v závěru kapitoly 3.3. Spočtené modelové hodnoty jsme porovnali s hodnotami vypočítanými stejným způsobem ze staničních dat ČHMÚ. Tento postup porovnávání staničních a modelových výstupů je v současnosti testován v rámci klimatického výzkumu na ČHMÚ a proto jsme jej aplikovali také na naše experimenty. Jedná se tedy vlastně jak o test metody samotné, tak i o test výstupů modelu. Považujeme dosažené výsledky za natolik zajímavé, že je uvádíme i v naší práci.

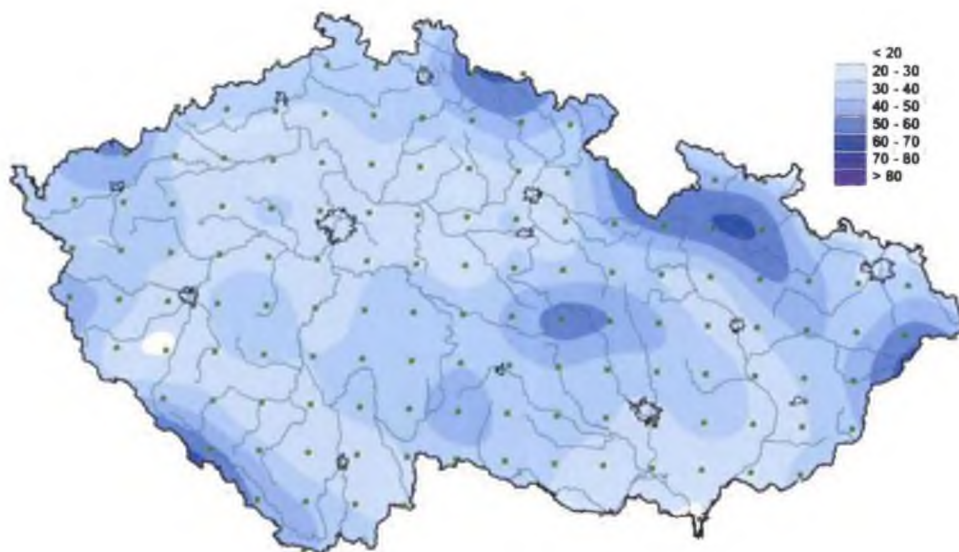
Na obrázcích 5.5 a 5.6 je zachycen průměrný roční počet ledových dní pro model a staniční data na území ČR. Na obrázcích 5.7 (model) a 5.8 (staniční data) prezentujeme počet mrazových dní pro stejné období, a dále na obrázcích 5.9 a 5.10 průměrný počet letních dní. Jako poslední charakteristiku jsme spočetli průměrný počet tropických dní - výsledky lze nalézt na obrázcích 5.11 a 5.12.

V případě ledových dní je shoda modelu se staničními daty poměrně dobrá - patrné jsou určité rozdíly zapříčiněné nesouladem mezi modelovou a skutečnou orografií. Vyšší, ale zároveň nepříliš rozsáhlá pohoří v hraničních oblastech ČR nejsou dobře zachycena v orografii experimentu ENS25 - model zde výrazně podhodnocuje nadmořské výšky. To vede k systematickému podceňování počtu ledových dní. V počtu mrazových dní model ovšem výrazně nadhodnocuje jejich počet (v horských oblastech se pak nejvíce

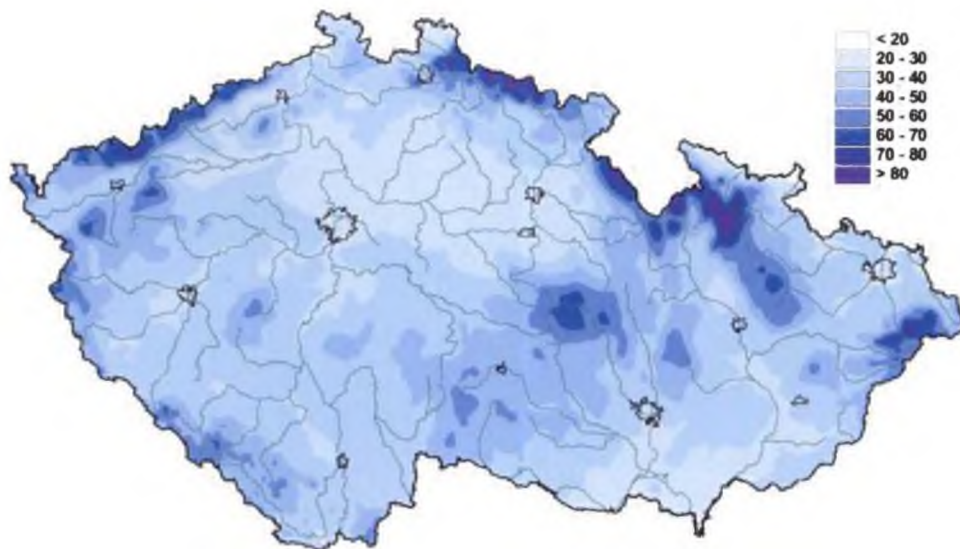
blíží staničním datům). Tuto skutečnost dáváme do souvislosti zejména s chladnou odchylkou teploty na jaře, kde předpokládáme, že modelová teplota klesá pod 0 °C v průběhu noci v období opožděného a prodlouženého jarního tání.

Ani v počtu letních dní nenalzááme dobrou shodu mezi experimentem ENS25 a staničními daty. Model nyní vykazuje na území ČR s výjimkou několika regionů jejich výrazně nižší počet (diference o deset a více dní za průměrný rok ve sledovaném období). Dobrý souhlas nacházíme pouze v regionu jižní Moravy, která se v modelových výstupech jediná blíží počtem letních dní skutečným hodnotám určeným ze staniční sítě ČHMÚ. Podobně i v případě tropických dní vykazuje model jejich nižší počet (opět s výjimkou jižní Moravy) oproti staničním údajům.

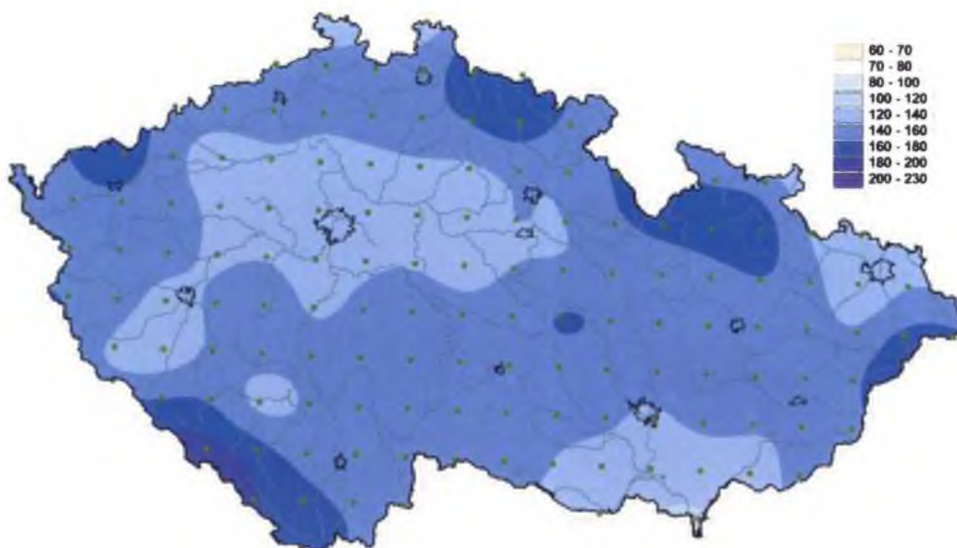
Na závěr tedy můžeme konstatovat, že model s výjimkou počtu ledových dní nepostihuje zbylé tři charakteristiky dostatečně přesně: v případě počtu mrazových dní jejich počet na území ČR nadhodnocuje a naopak počet letních a tropických dní podhodnocuje. Je tedy zřejmé, že modelový výstup není možné pro tyto účely použít přímo bez dalšího předzpracování zohledňujícím jeho systematické chyby v simulovaném poli. V kapitole 6 budeme ještě aplikovat a ověřovat stejnou metodu na výsledky modelové integrace provedené v rámci experimentu s rozlišením 10 km.



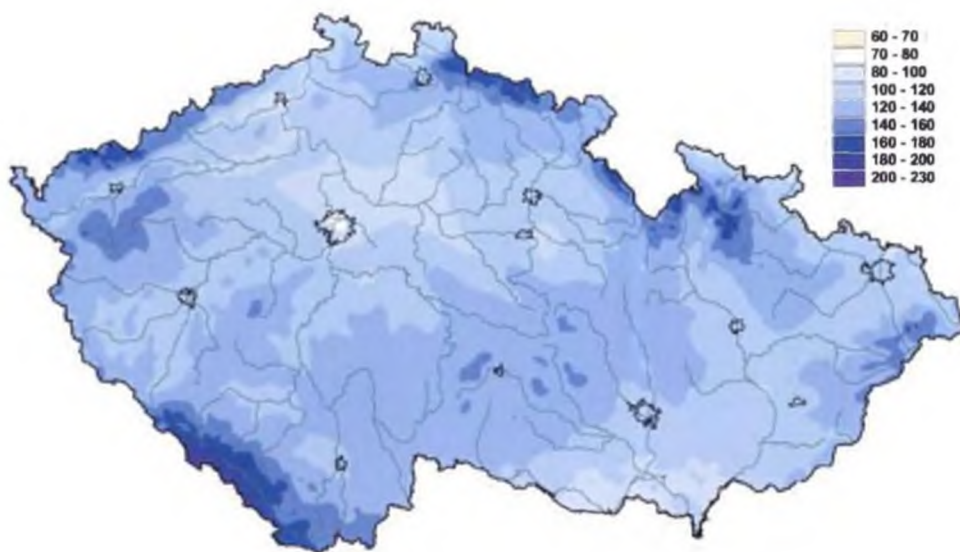
Obr. 5.5 Průměrný roční počet ledových dní pro území ČR, experiment ENS25. Průměr pro roky 1961-2000. Vynesena síť uzlových bodů modelu.



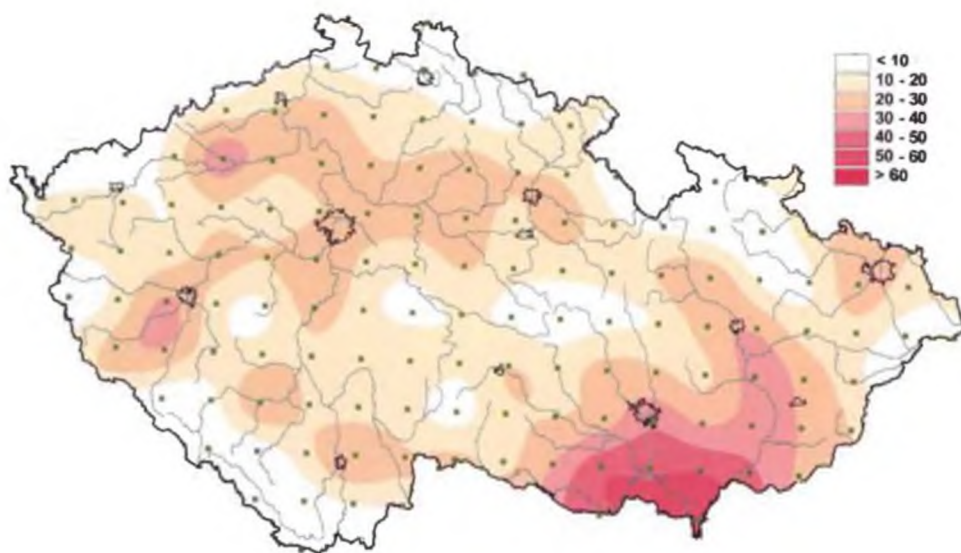
Obr. 5.6 Průměrný roční počet ledových dní pro území ČR, staniční data ČHMÚ. Průměr pro roky 1961-2000.



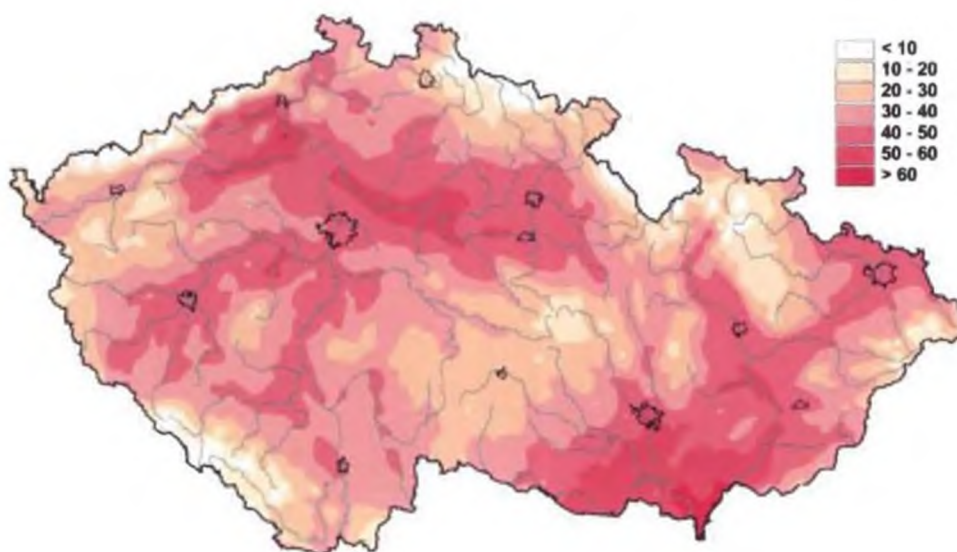
Obr. 5.7 Průměrný roční počet mrazových dní pro území ČR, experiment ENS25. Průměr pro roky 1961-2000. Vynesena síť uzlových bodů modelu.



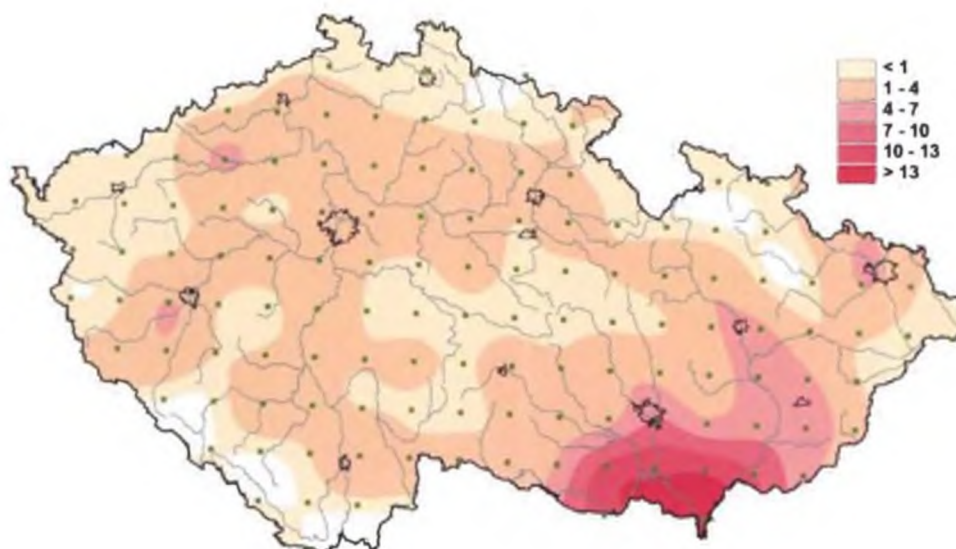
Obr. 5.8 Průměrný roční počet mrazových dní pro území ČR, staniční data ČHMÚ. Průměr pro roky 1961-2000.



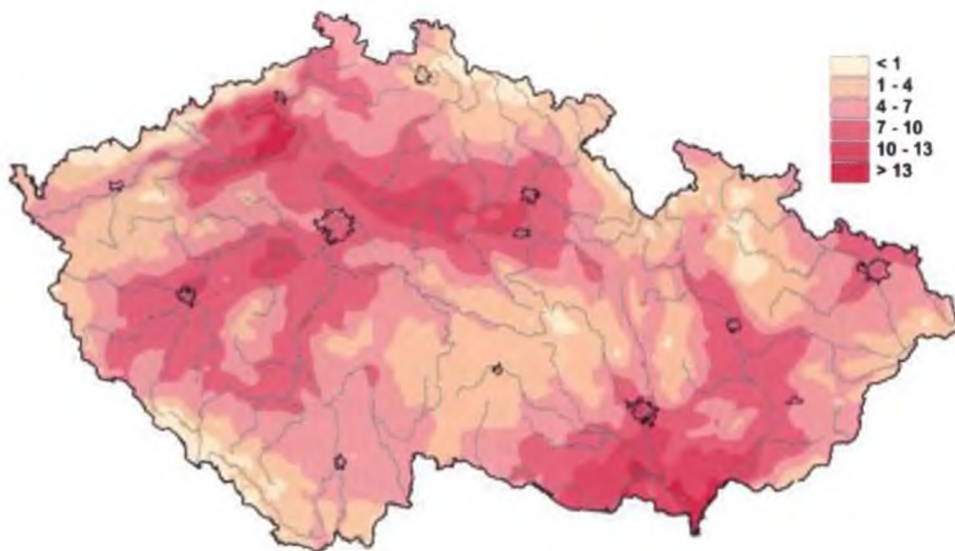
Obr. 5.9 Průměrný roční počet letních dní pro území ČR, experiment ENS25. Průměr pro roky 1961-2000. Vynesena síť uzlových bodů modelu.



Obr. 5.10 Průměrný roční počet letních dní pro území ČR, staniční data ČHMÚ. Průměr pro roky 1961-2000.



Obr. 5.11 Průměrný roční počet tropických dní pro území ČR, experiment ENS25. Průměr pro roky 1961-2000. Vynesena síť uzlových bodů modelu.



Obr. 5.12 Průměrný roční počet tropických dní pro území ČR, staniční data ČHMÚ. Průměr pro roky 1961-2000.

6. Integrace modelu v rozlišení 10 km

6.1 Úvod

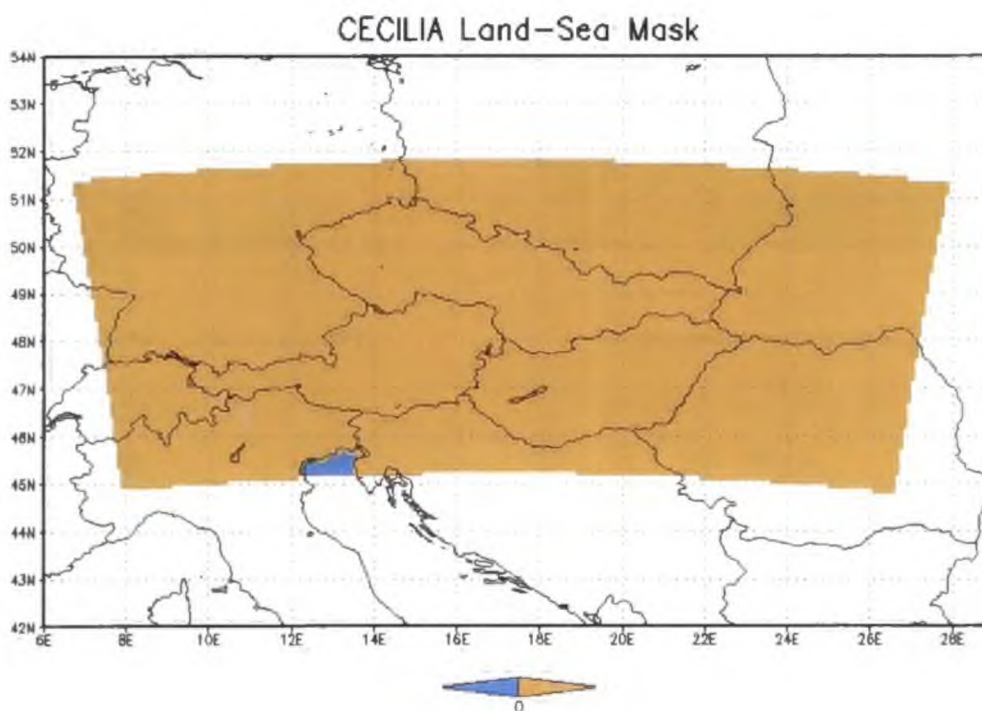
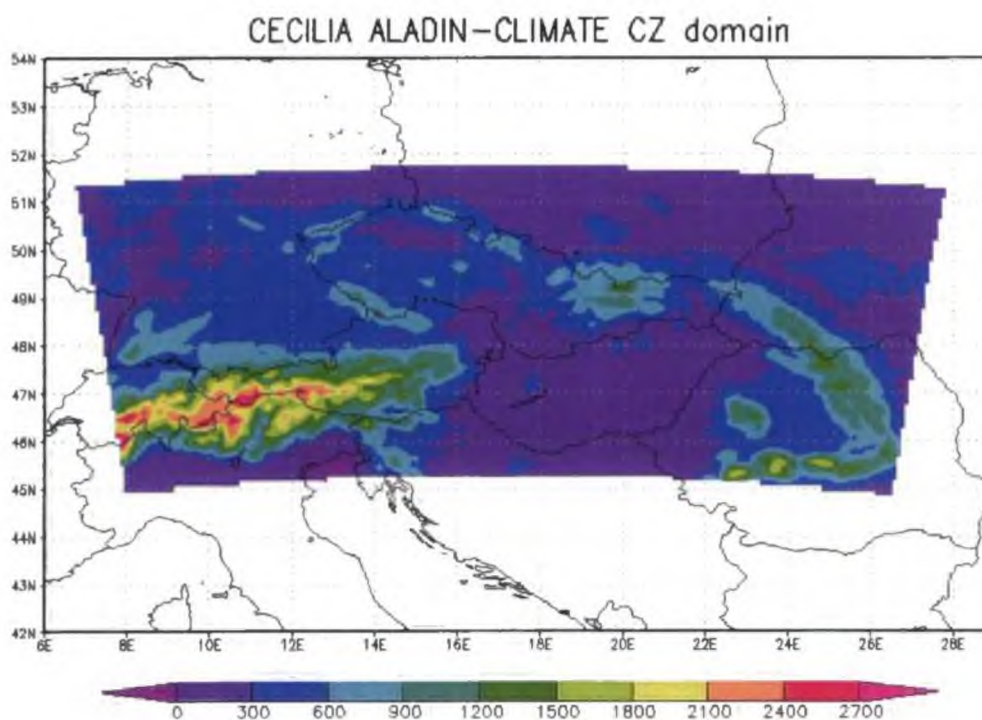
V kapitole 5 jsme se věnovali experimentům provedených na rozsáhlé doméně v nižším horizontálním rozlišení 25 a 50 km. Zde naopak popisujeme výsledky běhů modelu ve vysokém rozlišení 10 km na velmi malé doméně připravené podle specifikací projektu EK CECILIA (viz obr. 6.1). Jedná se o jedno z nejvyšších rozlišení, ve kterém se klimatické modely současné generace používají.

Budeme se zde zabývat trojicí experimentů, a to experimentem ECEC10 využívajícím re-analýzu ERA-40, experimentem CCEC10 založený na datech integrace modelu ARPEGE-Climat a konečně experimentem ACEC10, který představuje projekci budoucího klimatu podle scénáře emisí skleníkových plynů A1B (s řídicími daty globálního modelu ARPEGE-Climat). Pro podrobnější popis parametrů těchto experimentů opět odkazujeme na příslušnou pasáž kapitoly 3.

Jak již bylo zmíněno v kapitole 3, změna velikosti domény vede i ke změně v charakteru modelové integrace, neboť zatímco u rozsáhlých domén setrvává putující vzduchová částice v modelu velmi dlouho a je výrazně ovlivňována modelovou fyzikou, v případě malé domény tomu tak pochopitelně není a model provádí spíše pouhé dynamické přizpůsobení řídicích dat na podrobnější orografii regionálního modelu. Sama modelová fyzika se uplatňuje už jen v menší míře, a to zejména její část popisující interakci pole proudění s povrchem. Malá integrační doména znamená také vyšší vliv okrajových podmínek spojený s případnou propagací chyb, vzniklých v důsledku zvolené couplovací strategie, z jejich okrajů dále do nitra. Na to vše musíme dbát při interpretaci výsledků, zejména při jejich porovnávání s experimenty popsány v předchozí kapitole.

Výsledky experimentu ECEC10, provedeného se vstupními daty re-analýzy ERA-40, vyhodnocujeme obdobným způsobem jako v kapitole 5. Pro dva zbývající, charakterem odlišné experimenty, přinášíme jejich základní vyhodnocení a jednoduché prostorové porovnání s daty řídicího modelu. Na závěr také prezentujeme průměrné roční počty tropických, letních, mrazových a ledových dní spočtené za období 1961-2000 pro experiment ECEC10.

Na obrázku 6.1 je vykreslena orografie modelu použitá pro všechny tři experimenty (ECEC10, CCEC10, ACEC10), kterými se v této kapitole zabýváme. Při srovnání s orografií experimentů v rozlišení 50 a 25 km (viz. obr. 5.1) je patrné výrazné zvýšení rozlišovací schopnosti, spojené zejména s nápadným nárůstem zobrazených detailů v jednotlivých regionech střední Evropy. Na území ČR jsou již zachyceny všechny důležité orografické detaily - dobře jsou rozlišeny pohraniční horské systémy a jednotlivá povodí hlavních řek. Doménu jsme v rámci vnějších omezení navrhli tak, aby byla schopna zachytit nejdůležitější orografické rysy střední Evropy. Jedná se zejména o střední a východní část Alp, horské systémy Karpatského oblouku a Dunajskou nížinu. Tím jsme se snažili zajistit, aby byl model schopen co nejdříve reprodukovat klimatické poměry ve střední Evropě.



Obr. 6.1 Nadmořská výška v metrech (nahore) a rozložení pevniny a vodních ploch (land-sea mask - dole) použitá pro experimenty v rozlišení 10 km.

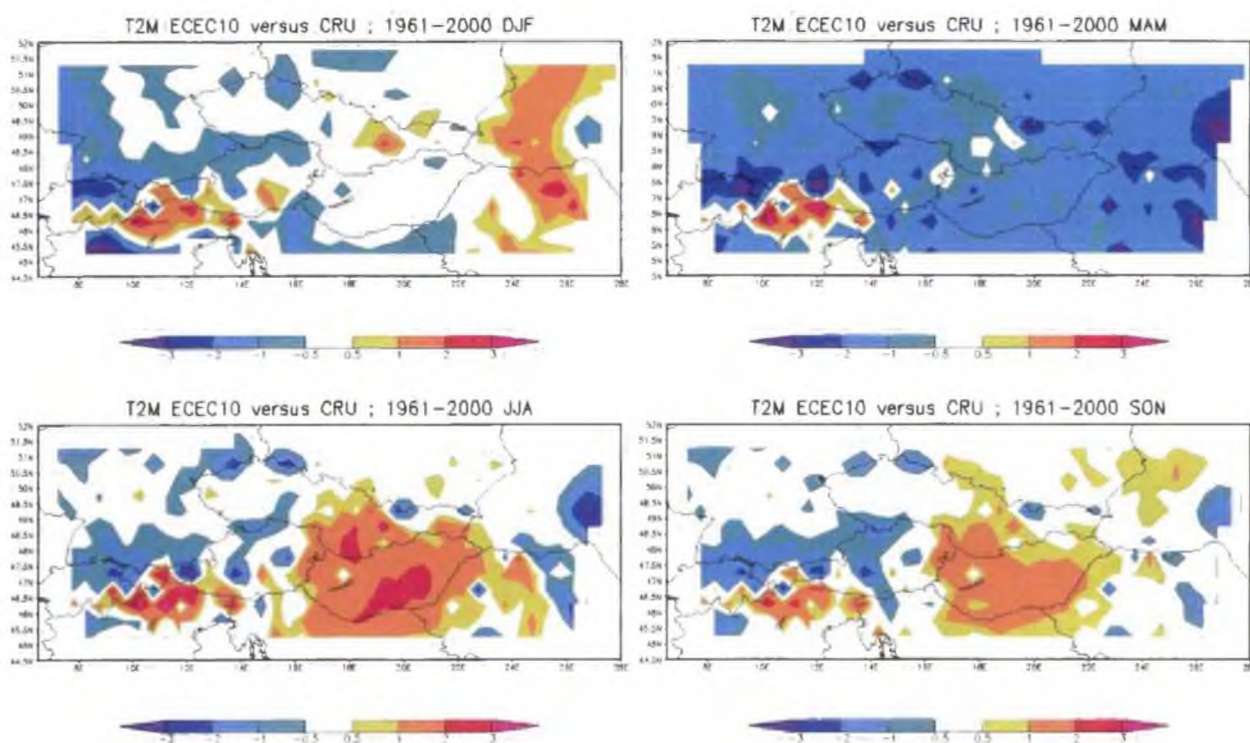
Pro úplnost také uvádíme rozložení pevniny a vodních ploch (land-sea mask) naší oblasti, i když světový oceán do ní zasahuje pouze severní části Jaderského moře a z ostatních větších vodních ploch není v 10 km kroku rozlišeno ani Balatonské či Nezdierské jezero.

Stejně jako v kapitole 5 jsme provedli srovnání mezi polem tlaku přepočteným na hladinu moře simulovaným modelem a obsaženým v řídicích dat ERA-40, ale vzhledem k nevýznamným rozdílům (daným malou doménou) neuvádíme toto porovnání ve formě obrázku.

6.2 Pole teploty vzduchu - základní vyhodnocení

6.2.1 Odchylka pole teploty vzduchu

Obdobným způsobem jako v kapitole 5 jsme pro experiment ECEC10 provedli základní srovnání s daty CRU. Odchylka simulované průměrné teploty vzduchu vůči klimatologii CRU je zakreslena na obrázku 6.2. Ten odpovídá obrázku 5.3 připravenému pro experimenty ENS50 a ENS25 (nyní jsme ovšem zvolili jemnější škálu kvůli zvýraznění detailů).

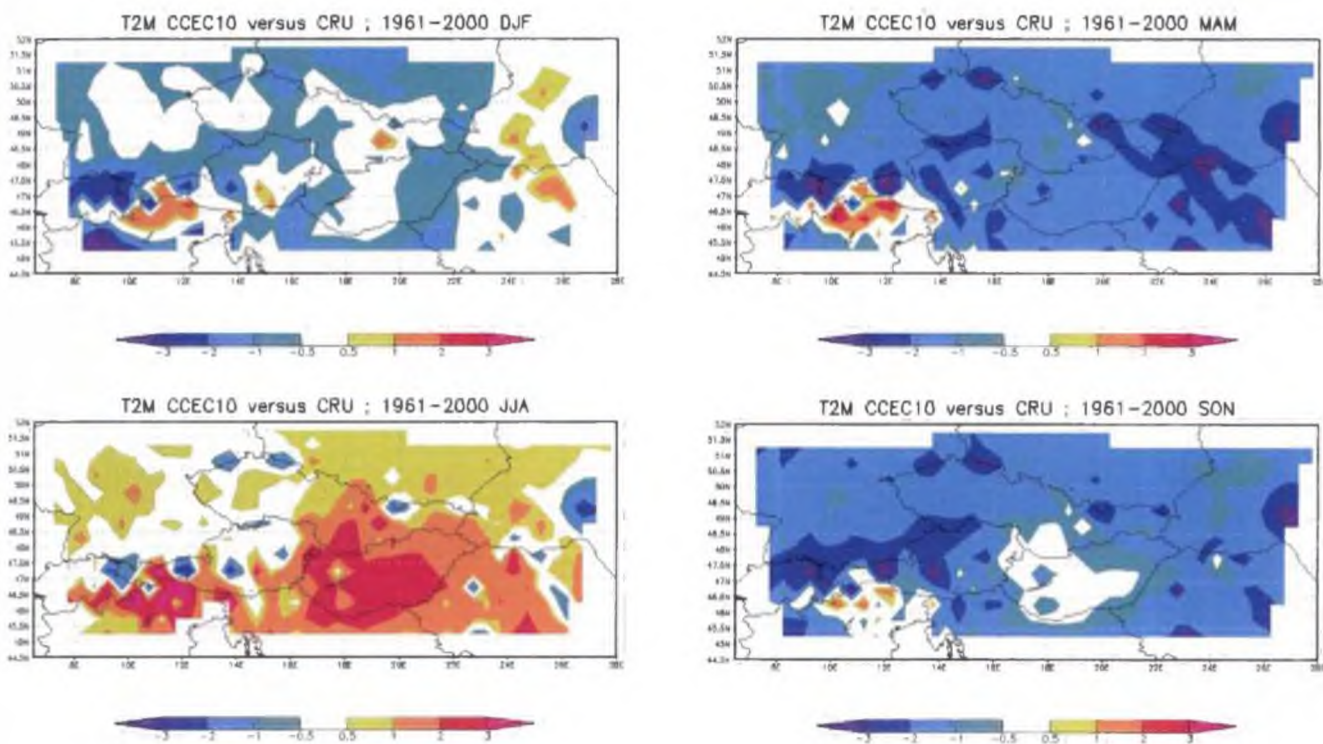


Obr. 6.2 Pole odchylek průměrných sezónních teplot vzduchu [$^{\circ}\text{C}$] za období 1961-2000 ve střední Evropě pro experiment ECEC10 (model – CRU): DJF nahoře vlevo, MAM nahoře vpravo, JJA dole vlevo, SON dole vpravo.

Srovnání experimentů ve všech třech rozlišeních odhalí jejich vzájemnou dobrou shodu. V zimě se na území ČR odchylka teploty vzduchu pohybuje zpravidla v mezích -0,5 až

0,5 °C, a považujeme ji tedy za přijatelnou s tím, že pouze v některých, zejména horských, oblastech je její hodnota vyšší. Na jaře je model velmi chladný, stejně jako je tomu v experimentech ENS50 a ENS25. Odchylna teploty v létě a na podzim má podobný charakter: model má tendenci být chladný v horských oblastech, což lze do určité míry vysvětlit i rozdílem mezi jeho orografií a orografií z databáze CRU. V Dunajské nížině je pak příliš teplý: hodnota odchylky přesahuje během léta místy i 2 °C.

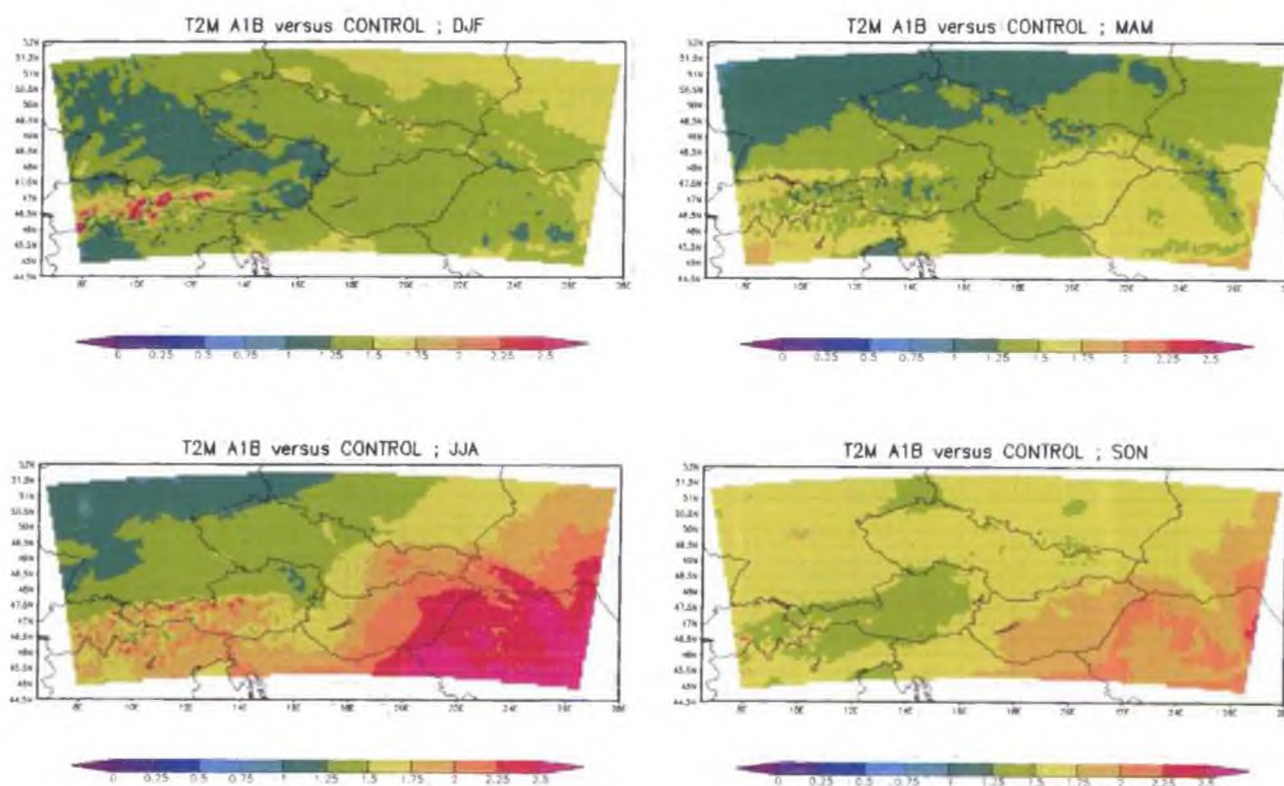
Tento experiment tedy potvrzuje náš poznatek z předchozí kapitoly: model je schopen zachovat ve střední Evropě svoje vnitřní klima bez ohledu na změnu rozlišení a hranice integrační oblasti. Tuto nezávislost našeho modelu na horizontálním rozlišení považujeme za jeho velký klad. Na druhou stranu zde musíme zmínit, ačkoliv to přesahuje zadání naší práce, že zejména pro pole srážek se chování experimentu ECEC10 v západní části domény výrazně liší od simulací ENS50 a ENS25 (ECEC10 je zde výrazně vlhčí). To ovšem nepřipisujeme modelu jako takovému, ale právě zvolené couplingové strategii, na kterou jsme odkázáni. Při jejím použití zřejmě dochází k nerealistické propagaci srážek do nitra integrační oblasti z couplingové zóny modelu a tento efekt je zvláště citelný v případě malých domén. Volba jiné couplingové strategie (či větší integrační oblasti) by mohla vést k dosažení lepších výsledků a zde opět upozorňujeme na již dříve v textu zmíněné pokusy se spektrálním couplingem modelu ALADIN, které jsou prováděny v Météo-France (kapitola 2) a od nichž je v budoucnosti možno očekávat jistý pokrok.



Obr 6.3 Pole odchylek průměrných sezónních teplot vzduchu [°C] za období 1961-2000 ve střední Evropě pro experiment CCEC10 (model – CRU): DJF nahoře vlevo, MAM nahoře vpravo, JJA dole vlevo, SON dole vpravo.

Dále na obrázku 6.3 uvádíme porovnání experimentu CCEC10 s daty CRU. Jak již bylo zmíněno, pro experiment CCEC10 jsme použili okrajové podmínky připravené z běhu modelu ARPEGE-Climat pro současné klima (1960-2000). Jedná se tedy o historický experiment, v němž byl spřažen regionální model s globálním modelem.

Porovnáme-li výsledky tohoto experimentu s daty CRU, musíme brát v potaz, že posuzujeme spřažený systém globálního a regionálního modelu, a naše výsledky tedy obsahují kombinovanou chybu obou modelů. Samozřejmě platí, že i samotná data CRU jsou zatížena jistou chybou (danou např. kvalitou měřených údajů a použitou interpolační metodu, s jejíž pomocí tato databáze vznikla). Přirozeně platí, že i re-analýza ERA-40, použitá v předchozích experimentech, je rovněž zatížena určitou chybou (z obdobných důvodů jako databáze CRU), nicméně lze očekávat, že chyba přicházející z globálního modelu bude zpravidla větší. Pro experiment CCEC10 dostáváme v zimním a jarním období podobné výsledky jako pro experiment ECEC10: prostorové rozložení a hodnoty odchylky zůstávají v tomto případě velmi podobné. U léta je nyní simulace poněkud teplejší než v případě simulace ECEC10. A nejvýraznější rozdíl v odchylkách nacházíme na podzim, který je nyní v modelu výrazně chladnější (odchylka vůči CRU $\sim -1,5$ °C).



Obr. 6.4 Pole odchylek teploty vzduchu [°C] ve střední Evropě, porovnání výsledků experimentů ACEC10 a CCEC10 reprezentující rozdíl mezi scénářovou (průměry za období 2021-2050) a historickou (průměry za období 1961-2000) simulací: DJF nahoře vlevo, MAM nahoře vpravo, JJA dole vlevo, SON dole vpravo.

Jak už jsme naznačili výše, tyto změny v charakteru simulace připisujeme zejména vlivu řídicích dat, které model ALADIN-Climate/CZ nebyl schopen vzhledem k malému rozsahu domény výrazněji modifikovat svojí fyzikou. Charakteristickým rysem modelu ARPEGE-Climat je navíc silná zonalita a chladná odchylka modelovaného pole průměrné teploty v přechodových obdobích může být jedním z jejích důsledků.

Poslední srovnání, které v této podkapitole uvádíme, je porovnání experimentu CCEC10 v letech 1961-2000 a scénářového experimentu ACEC10 pokrývajícím období 2021-2050. Jak vyplývá z předchozího textu, vzhledem k odlišnému charakteru chyb v klimatu globálního modelu nepovažujeme za vhodné přímo porovnávat výstup scénářového experimentu s měřenými údaji z CRU, což by v důsledku mohlo svědět k nesprávným interpretacím. Na obr. 6.4 se tedy alespoň spokojujeme s porovnáním scénářového experimentu a experimentu CCEC10.

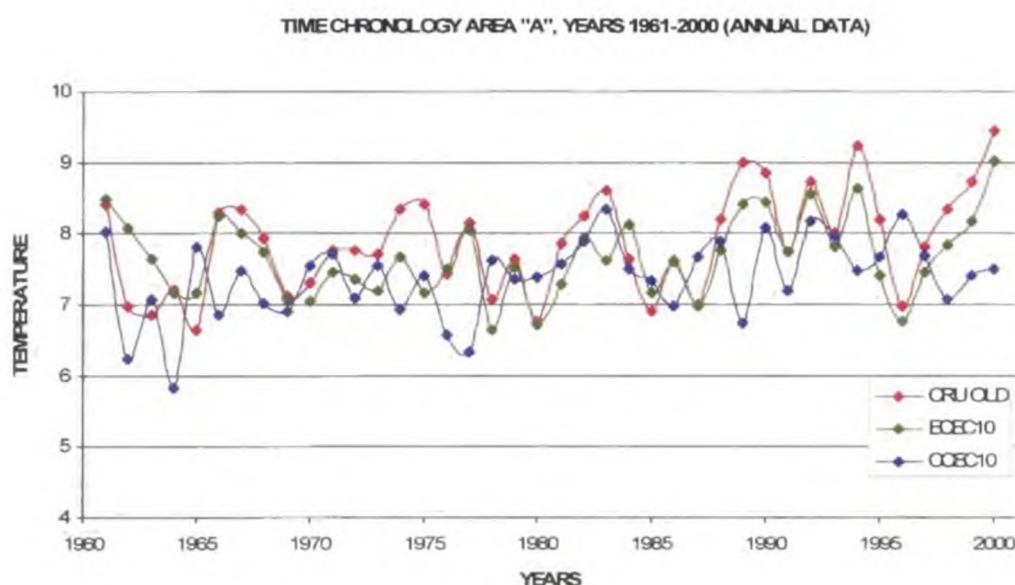
Obr. 6.4 tedy reprezentuje změny v dlouhodobém průměru teploty vzduchu simulované modelem ALADIN-Climate/CZ řízeným globálním modelem ARPEGE-Climat, ke kterým došlo za období 55 let (přiřadíme-li dlouhodobé průměry ke středům časových intervalů obou experimentů). Je zřejmé, že během této doby nastaly v simulovaném klimatu výrazné změny v jeho charakteru: zatímco během zimy zůstává nárůst teploty v tomto období v intervalu 1- 1,75 °C a na západě je zpravidla o něco nižší než na východě, v létě a na podzim nacházíme v detekované změně teploty mnohem výraznější západo-východní gradient. V létě je nárůst teploty nejvýraznější na jihovýchodě a to o téměř 3 °C, nejmenší naopak zůstává na severozápadě a to místy o méně než 1 °C. Na podzim je již změna teploty prostorově vyrovnanější (a v průměru vyšší než v zimě a na jaře), ale i zde nárůst teploty na jihovýchodě oblasti přesahuje 2°C.

Za zmínku také stojí poměrně nesourodé chování teploty vzduchu v horských oblastech (zejména Alpy). V zimě a v létě je nárůst teploty v centrálních Alpách výraznější než v jejich bezprostředním níže položeném okolí, zatímco na jaře a na podzim je nárůst teploty naopak méně výrazný. Obdobný závěr platí i pro Karpatský oblouk (zejména v Rumunsku).

Na závěr se ještě vracíme k problematice interpretace modelových výstupů. Jak plyne z předchozího textu, provádění experimentů s různými vstupními daty a jejich porovnání s údaji z klimatických databází vede k nutnosti zohlednit různé zdroje a povahu chyb, které jsou charakteristické ať už pro experimenty samotné či data obsažená v použitých databázích. Tato problematika je sama o sobě poměrně náročná a je třeba dbát zvláštní péče a opatrnosti, snažíme-li se získat co nejdůležitější informaci o potenciální budoucí změně klimatu. Obecně je třeba zdůraznit, že pro tyto účely je třeba vzhledem k popsáním zdrojům nejistot použít experimentální přístup založený na použití více modelů a pokud možno i více emisních scénářů. Tím podstatně lépe postihneme nejistoty spojené s chováním modelů a s budoucím vývojem emisí skleníkových plynů. Chceme tedy nyní zdůraznit, že použití modelu ALADIN-Climate/CZ v součinnosti s modelem ARPEGE-Climat vede k predikci změn průměrné teploty vzduchu a dalších klimatických polí, nicméně nejsme schopni dostatečně přesně kvantifikovat z těchto dat míru nejistoty a proto považujeme tuto studii samu o sobě jako výpověď a test našeho modelu a nikoliv jako pevně danou predikci budoucího klimatu.

6.2.2 Vybrané statistické charakteristiky pole teploty vzduchu

Pro experimenty ECEC10 a CCEC10 uvádíme na obr. 6.5 simulovaný časový vývoj průměrných ročních teplot pro integrační interval 1961-2000, tedy opět bez prvního roku, který považujeme za spin-upový a nezařazujeme ho do finálních výpočtů. Pro tyto účely jsme zvolili cílovou oblast „A“ definovanou v kapitole 3.3. Je zřejmé, že pouze výsledky experimentu ECEC10 dobře odpovídají průběhu skutečné roční teploty vzduchu reprezentované databází CRU, stejně jako je tomu u experimentů TEST50, ENS50 a ENS25, kterými jsme se zabývali v předchozích kapitolách.



Obr. 6.5 Vývoj průměrné roční teploty vzduchu [°C] v období 1961-2000. Červeně jsou vynesena data CRU, zeleně (modře) hodnoty spočtené z experimentu ECEC10 (CCEC10), oblast „A“.

Oproti tomu experiment CCEC10, založený na výstupech globálního modelu ARPEGE-Climat, již evidentně časově s daty CRU nesouhlasí a dědí svoje chování z dat globálního modelu. Tento nesouhlas je pochopitelný vzhledem ke skutečnosti, že globální model generuje svoje vlastní interní klima včetně jeho časového vývoje, který tudíž může být a zpravidla bývá velmi odlišný od skutečného časového vývoje.

Přestože časový vývoj simulované teploty z experimentu ECEC10 velmi dobře odpovídá klimatologii CRU, i tak nacházíme některé odlišnosti. Jde zejména o skutečnost, že chladná odchylka teploty vzduchu, ač v počátečních letech integrace silně redukována, od první poloviny 70 let na určitou dobu výrazně narůstá. Tento rys chování jsme již našli v dříve popsaných experimentech nižšího rozlišení modelu a zřejmě se tedy jedná o reakci

modelu na podnět přicházející z řídicích dat než o pouhý nahodilý projev interní variability (jak uvádíme už v kapitole 5).

V tabulce 6.1 jsou spočteny hodnoty Pearsonova koeficientu korelace mezi simulovaným polem teploty a teplotu z databáze CRU pro oblast „A“ a období 1961-2000. Opět uvádíme výsledky experimentu ECEC10, ale také CCEC10, abychom ilustrovali jejich formální nezávislost na měřených datech, deklarovanou v předchozím textu. Z tabulky 6.1 je zřejmé, že data experimentu CCEC10 a CRU jsou navzájem skutečně nezávislá, a to jak pro roční průměry teploty, tak i jednotlivé sezónní hodnoty. Hodnoty vzájemné korelace dat pro experiment ECEC10 jsou již podle očekávání podstatně vyšší (srovnej s tabulkou 5.1) a pohybují se okolo hodnoty 0.8 s výjimkou léta (0.58). Tuto nízkou hodnotu pak interpretujeme zcela stejným způsobem jako v kapitole 4 a 5. Předpokládáme, že se jedná o důsledek konvektivní aktivity v modelu, jejíž nahodilý charakter ovlivňuje časovou evoluci pole přízemní teploty vzduchu a ve svém důsledku tak vede k nižším hodnotám korelace s pozorovanými daty.

Pearsonův koeficient korelace - oblast "A"		
	ECEC10/CRU	CCEC10/CRU
YEAR	0.79	0.15
MAM	0.80	0.05
JJA	0.58	0.17
SON	0.76	-0.16
DJF	0.83	-0.02

Tab. 6.1 Hodnoty Pearsonova koeficientu korelace spočteného pro data experimentů ECEC10 a CCEC10 vůči hodnotám z databáze CRU pro průměrnou roční teplotu v období 1961-2000. Cílová oblast „A“.

Podobně jako v kapitolách 4 a 5 jsme rovněž spočetli statistické charakteristiky týkající se prostorového rozložení simulované průměrné teploty vzduchu a to pro oblast „A“. Stejně jako v předcházejících kapitolách se jedná o prostorovou korelaci určenou pomocí vztahu 3.3, RMSE jsme spočetli podle rovnice 3.1 a konečně variabilita je vyjádřena jako podíl rozptylu modelového a měřeného (CRU) pole, přičemž rozptyl je definován vztahy 3.2 (a, b). Výsledky pro oba experimenty ECEC10 a CCEC10 jsou uvedeny v tabulce 6.2 a jejich hodnoty jsou porovnatelné s obdobnými tabulkami 4.2 a 5.3 pro experimenty nižšího rozlišení.

Oproti předchozímu případu časové korelace považujeme nyní i výstupy experimentu CCEC10 za vhodná pro vyhodnocení jejich prostorových statistických vlastností vůči měřeným datům CRU. Na rozdíl od časové evoluce spřaženého systému globální model-regionální model, která nemusí souhlasit se skutečností, pro dlouhodobé roční a sezónní průměry by simulovaná pole měla souhlasit s měřenými daty podobně jako je tomu u experimentů založených na re-analýze ERA-40.

Při srovnání s tabulkou 5.4 z kapitoly 5 vidíme, že hodnoty prostorových korelací zůstaly prakticky beze změny (s nepatrným zhoršením pro zimní sezónu) a stejně je tomu i u experimentu CCEC10, který na rozdíl od časové korelace prostorově velmi dobře koreluje s měřenými daty.

	ECEC10	ECEC10	ECEC10	CCEC10	CCEC10	CCEC10
	CORR	RMSE	VAR	CORR	RMSE	VAR
MAM	0.94	1.36	1.00	0.94	1.66	1.05
JJA	0.94	0.96	1.53	0.94	1.26	1.47
SON	0.94	0.73	1.68	0.94	1.32	1.62
DJF	0.88	0.57	0.98	0.89	0.73	1.10
YEAR	0.94	0.55	1.25	0.94	0.63	1.27

Tab. 6.2 Hodnoty prostorové korelace teploty vzduchu, RMSE a prostorové variability vyjádřené jako podíl směrodatných odchylek modelového a měřeného pole. Spočteno pro data experimentů ECEC10 a CCEC10 vůči databázi CRU a pro pole průměrné teploty za období 1961-2000. Cílová oblast A.

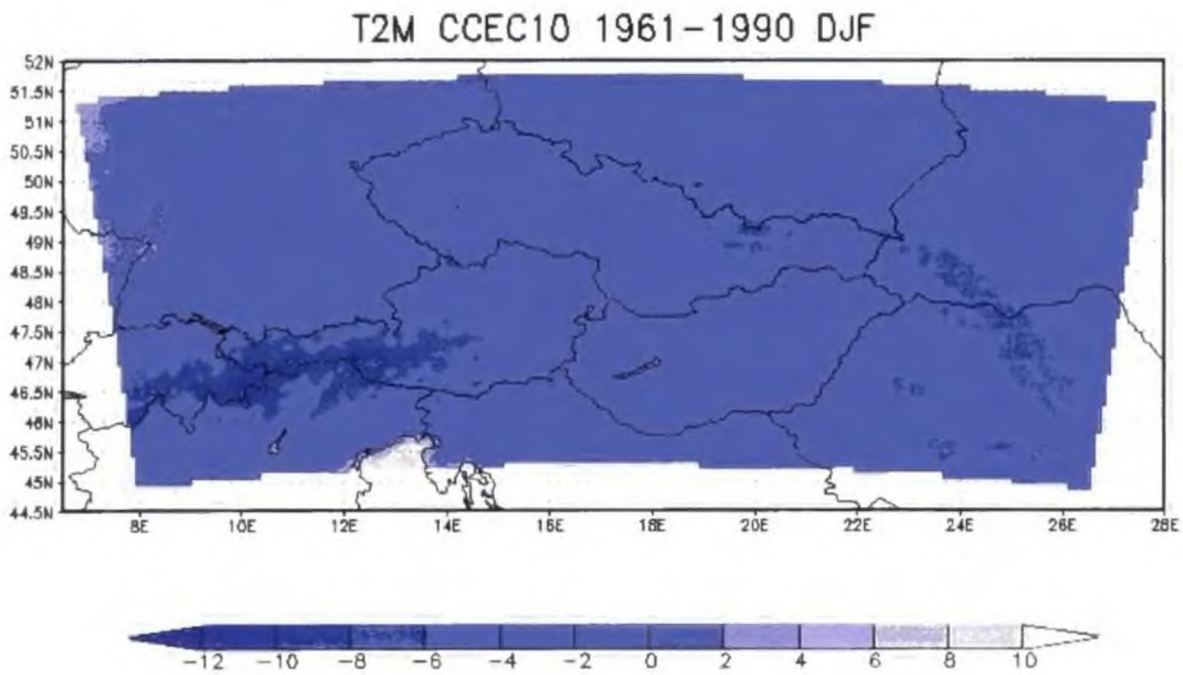
Pokud se týká RMSE, vykazují hodnoty spočtené pro experiment ECEC10 velmi dobrý souhlas se skutečností. Pouze na jaře je tato hodnota poněkud vyšší a poměrně významně překračuje 1 °C. To koresponduje se situací u experimentů ENS25 a ENS50 a je v souladu s chladnou odchylkou teploty ukázanou na obr. 6.2. Na rozdíl od jarní situace, pro zbývající sezóny a roční průměr RMSE už této hodnoty nedosahuje. Oproti tomu pro experiment CCEC10 je hodnota RMSE 1 °C překročena častěji a to na jaře, v létě a na podzim, což opět koresponduje se subjektivním vyhodnocením pole odchylky teploty vzduchu z obr. 6.3.

Prostorová variabilita simulovaného pole se v obou experimentech chová podobně: je zvýšená na podzim a v létě, což zřejmě geograficky může souviset s charakterem pole teploty v oblasti Dunajské nížiny. To představuje jistou změnu v chování ve srovnání s experimenty ENS50 a ENS25, kdy jsme zvýšenou variabilitu modelového pole teploty detekovali v létě a v zimě. Ve zbývajících sezónách se hodnoty variability simulovaného pole blíží měřeným datům.

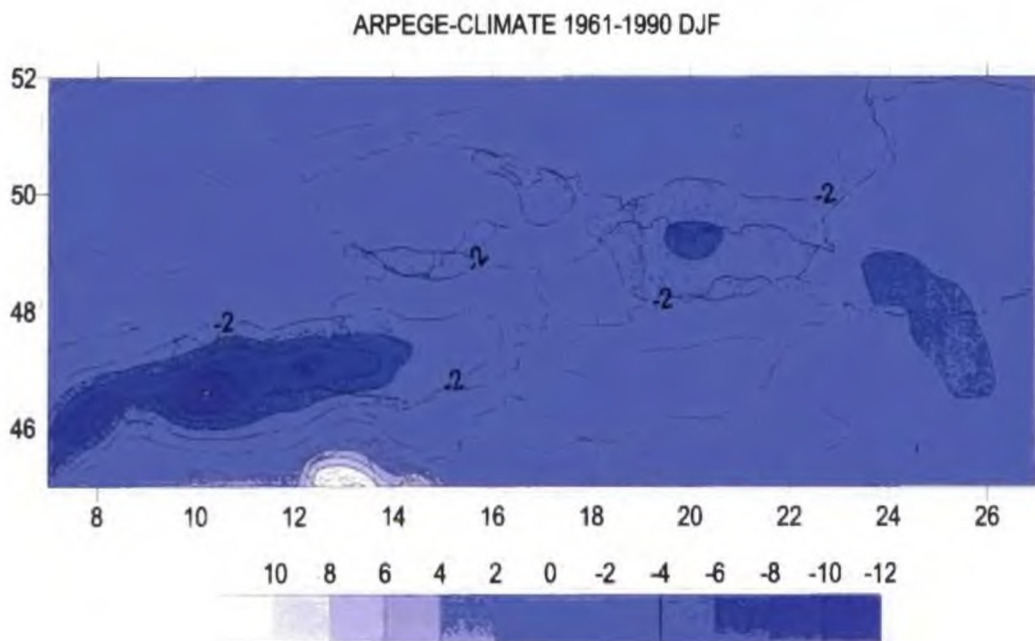
6.2.3 Porovnání s modelem ARPEGE-Climat

Pro experimenty založené na vstupních datech z modelu ARPEGE-Climat jsme také provedli základní srovnání s řídicími daty. V této práci se omezujeme pouze na souhlas mezi dlouhodobými průměry simulovaných polí z řídicího a regionálního modelu, který je pro nás jednak vyjádřením korektního chování regionálního modelu a dále umožňuje získat představu o dopadu vyššího rozlišení regionálního modelu na detaily v simulovaném poli teploty.

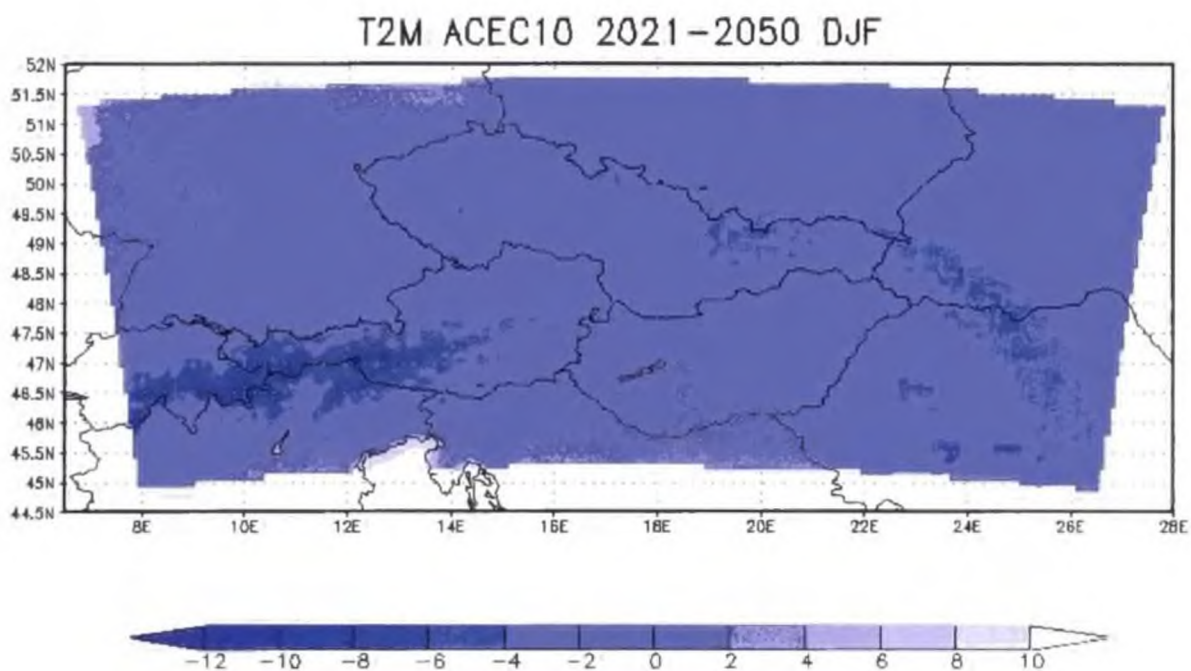
Z obr. 6.6 a 6.7 (zimní situace pro historickou a scénářovou simulaci) spolu s 6.8 a 6.9 (letní situace pro historickou a scénářovou simulaci) je tento rozdíl zcela zřejmý: rozlišení modelu ARPEGE-Climat ve střední Evropě odpovídá 50-60 km. Hlavně v případě horských systémů je pak regionální model bližší realitě už díky přesnějším nadmořským výškám použité orografie. Bez ohledu na tyto rozdíly mezi oběma modely můžeme ovšem konstatovat dobrou shodu v základním charakteru simulovaného pole v obou modelech.



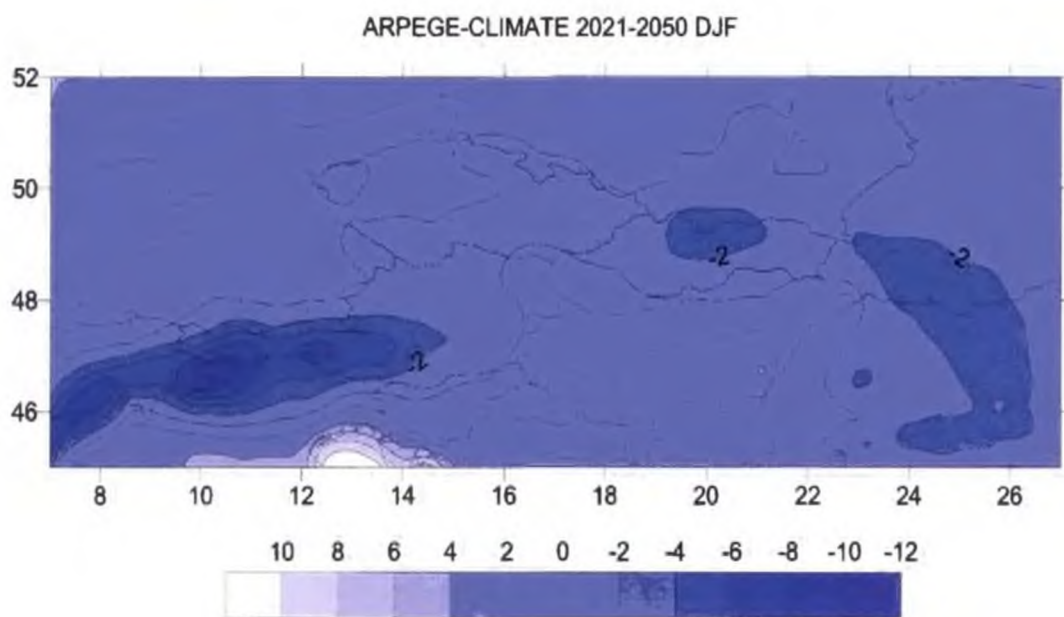
Obr. 6.6 Průměrná zimní teplota vzduchu [°C] z modelu ALADIN-Climate/CZ ve střední Evropě pro roky 1961-1990.



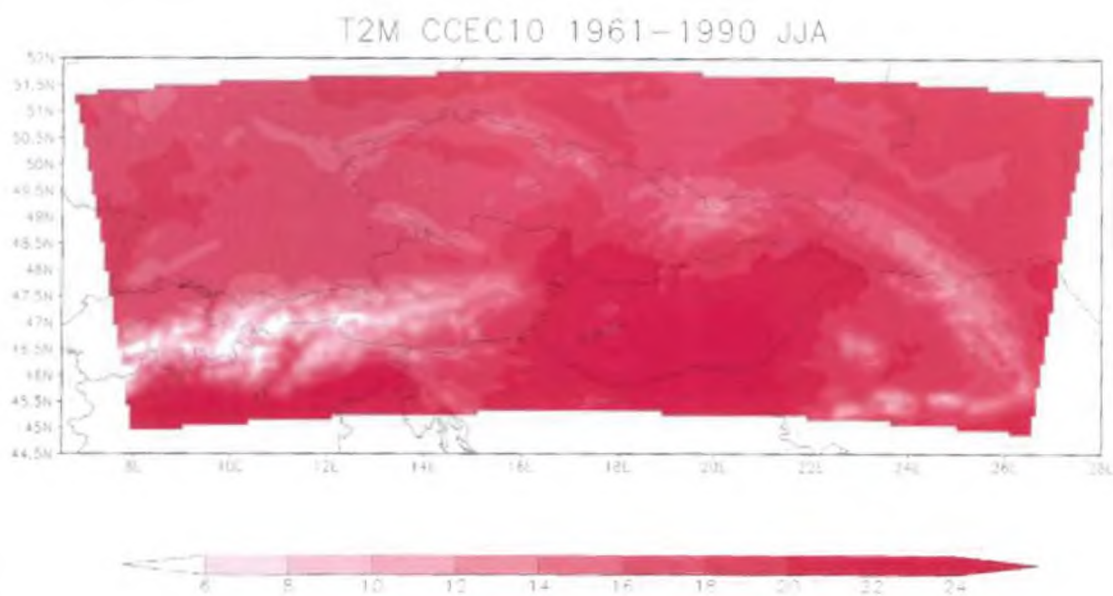
Obr. 6.7 Průměrná zimní teplota vzduchu [°C] z modelu ARPEGE-Climate ve střední Evropě pro roky 1961-1990.



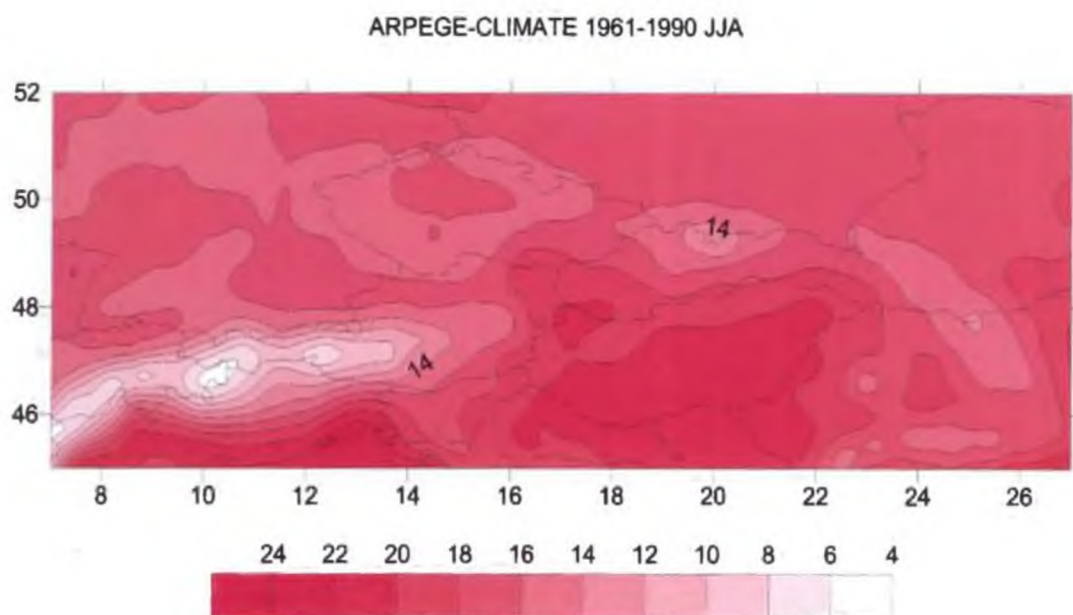
Obr. 6.8 Průměrná zimní teplota vzduchu [°C] z modelu ALADIN-Climate/CZ ve střední Evropě pro roky 2021-2050 (scénář A1B).



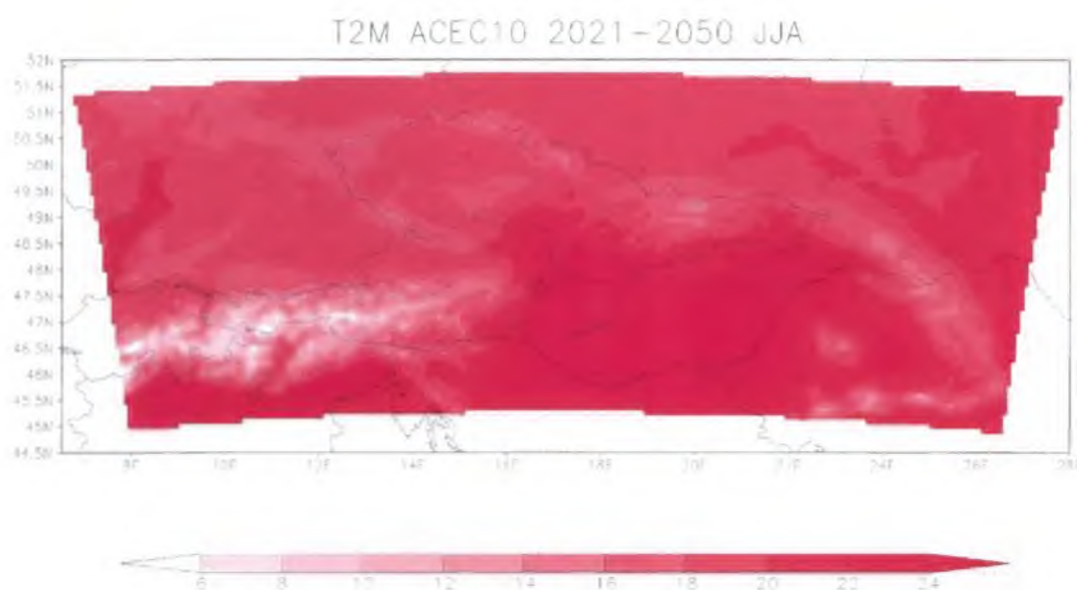
Obr. 6.9 Průměrná zimní teplota vzduchu [°C] z modelu ARPEGE-Climate ve střední Evropě pro roky 2021-2050 (scénář A1B).



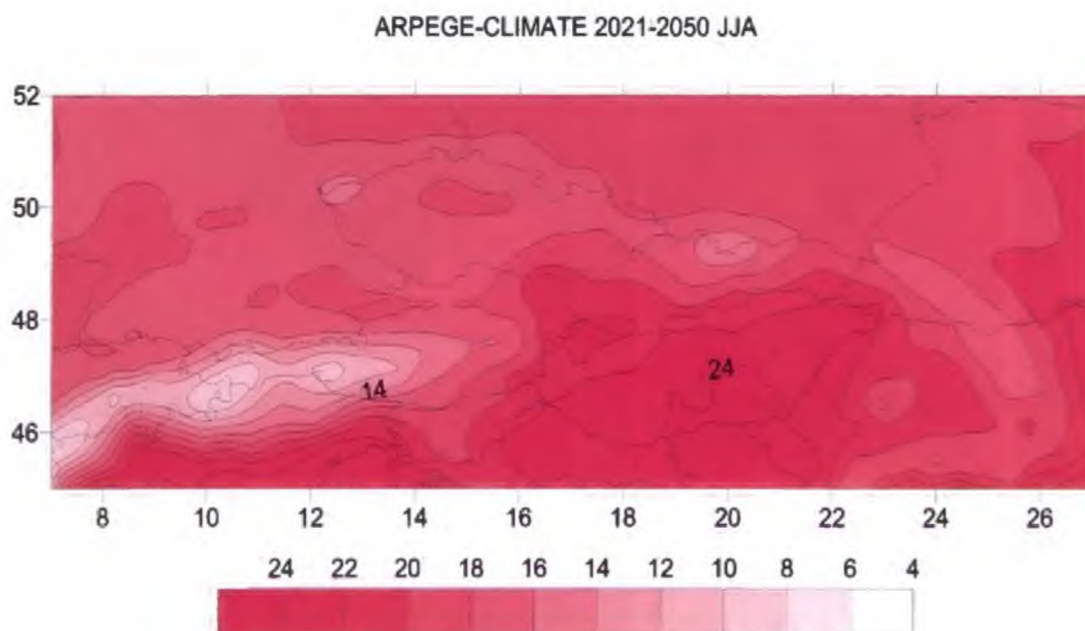
Obr. 6.10 Průměrná letní teplota vzduchu [°C] z modelu ALADIN-Climate/CZ ve střední Evropě pro roky 1961-1990.



Obr. 6.11 Průměrná letní teplota vzduchu [°C] z modelu ARPEGE-Climate ve střední Evropě pro roky 1961-1990.



Obr. 6.12 Průměrná letní teplota vzduchu [°C] z modelu ALADIN-Climate/CZ ve střední Evropě pro roky 2021-2050 (scénář A1B).

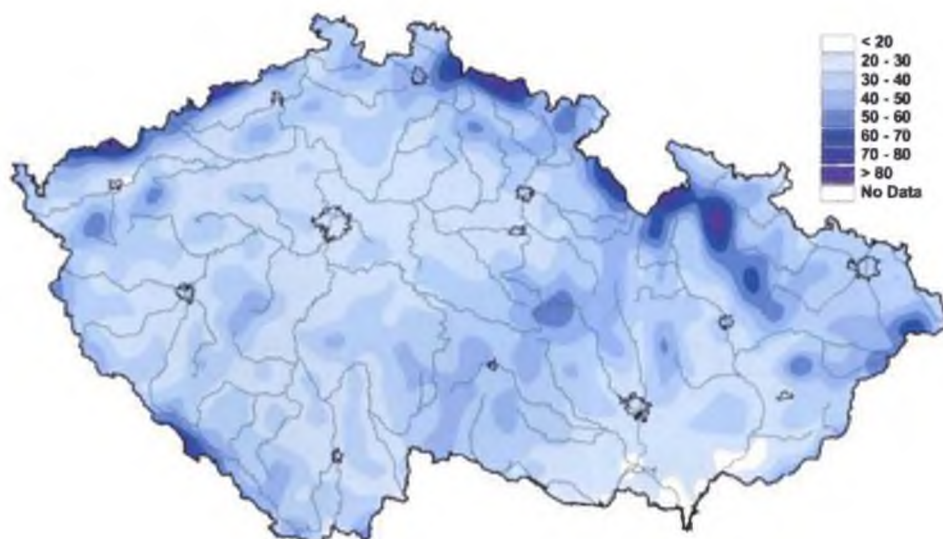


Obr. 6.13 Průměrná letní teplota vzduchu [°C] z modelu ARPEGE-Climate ve střední Evropě pro roky 2021-2050 (scénář A1B).

6.2.4 Vybrané charakteristiky pole teploty vzduchu

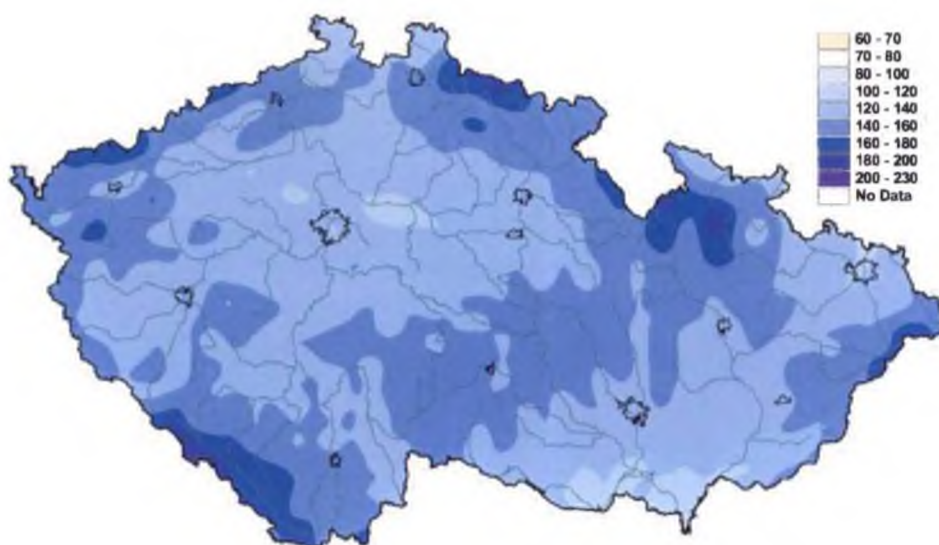
Pro data experimentu ECEC10 jsme na území ČR spočetli hodnoty průměrného počtu ledových, mrazových, letních a tropických dní za období 1961-2000 podle jejich definic uvedených v podkapitole 3.3. Výsledky je možno porovnat s mapami těchto charakteristik spočtených pro měřená data ze staniční sítě ČHMÚ v kapitole 5 (obrázky 5.6, 5.8, 5.10 a 5.12).

U ledových, resp. mrazových dní vynesných na obrázku 6.14, resp. 6.15, pozorujeme poměrně výrazné zlepšení výkonu modelu ve srovnání s modelovými daty experimentu ENS25 uvedených v kapitole 5. Toto zlepšení je patrné zvláště v horských oblastech, ale v případě počtu mrazových dní v podstatě plošně na celém území ČR (viz. obr. 5.8). Zároveň se zřetelně projevuje vyšší rozlišení modelu na množství geografických detailů viditelných na obrázcích jednotlivých charakteristik.

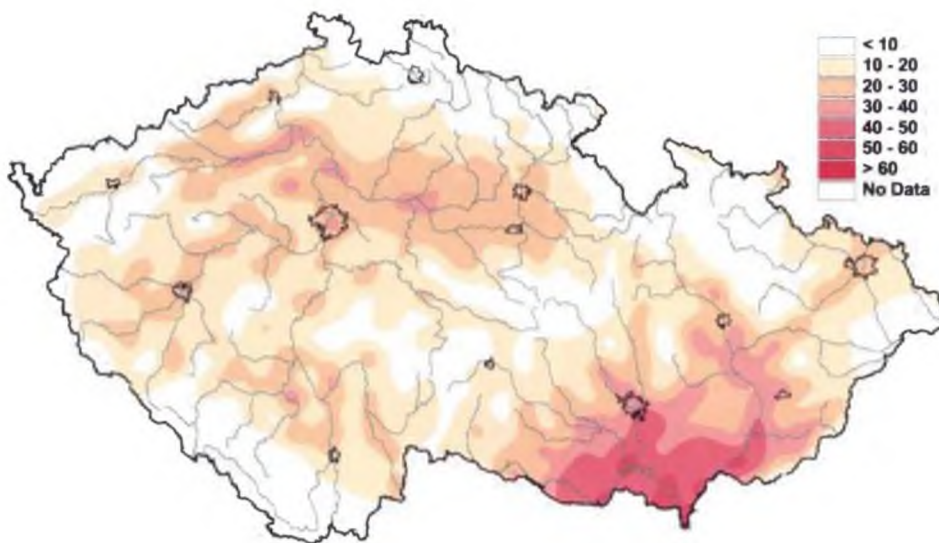


Obr. 6.14 Průměrný roční počet ledových dní pro území ČR za období 1961-2000, experiment ECEC10.

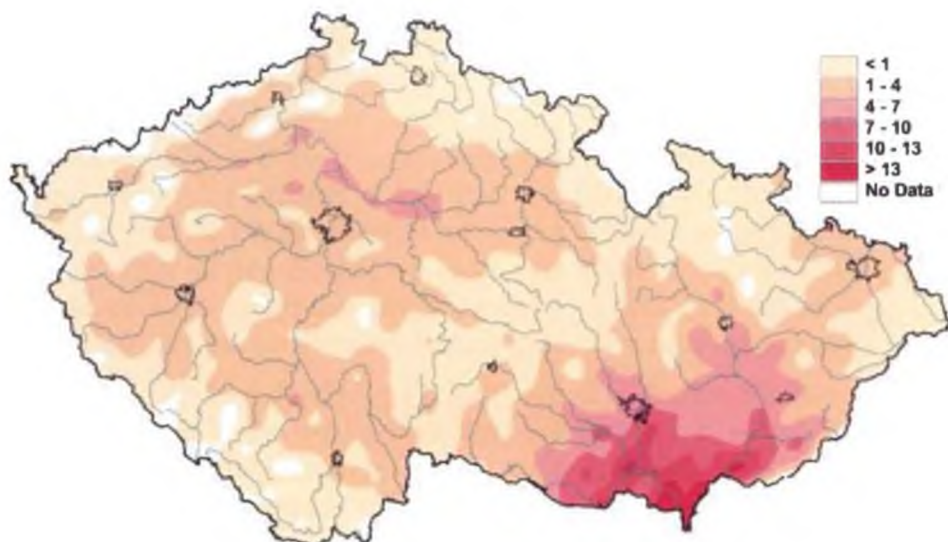
Oproti tomu simulovaný počet letních a tropických dnů (obr. 6.16 a 6.17) zůstává bez výraznější změny (až na zvýšený v detail geografického rozložení) v porovnání s ENS25. Počet letních dní je tedy výrazně podhodnocený v porovnání s jejich skutečným počtem určeným ze staničních dat ČHMÚ (viz obr. 5.10). Situace se poněkud liší v jednotlivých regionech: zatímco v některých oblastech na území Čech počet letních dní oproti experimentu ENS25 nepatrně narostl, zejména na jižní Moravě naopak poněkud poklesl. V případě tropických dní je situace obdobná, i když jejich nízký počet nám neumožňuje činit přesnější závěry.



Obr. 6.15 Průměrný roční počet mrazových dní pro území ČR za období 1961-2000, experiment ECEC10.



Obr. 6.16 Průměrný roční počet letních dní pro území ČR za období 1961-2000, experiment ECEC10.



Obr. 6.17 Průměrný roční počet tropických dní pro území ČR za období 1961-2000, experiment ECEC10.

I v případě experimentu ve vysokém rozlišení ECEC10 se tedy podobně jako u experimentu ENS25 ukazuje, že není možné od modelu očekávat bezchybnou a dostatečně přesnou reprodukci takových charakteristik, jakými jsou právě prezentované charakteristiky pole teploty. Musíme tedy i do budoucna počítat s tím, že denní výstupy regionálního klimatického modelu nebude možné přímo porovnávat se staničními daty, ale simulované pole bude třeba nejprve vhodným způsobem upravit tak, aby byly odstraněny systematické chyby vnesené modelem. Teprve takto korigovaný výstup modelu pak bude přímo použitelný pro aplikace v návazných vědních disciplínách, kde jsou modelová data používána jako vstup pro různé impaktové modely (např. hydrologické, agrometeorologické, lesnické či modely čistoty ovzduší).

7. Studie citlivosti modelu na volbu domény

Na rozdíl od kapitol 4 a 5, zaměřených na studium chování modelu v podmínkách pevně zvolené domény, a kapitoly 6, kde jsme studovali i vliv změny řídicích dat, se v této kapitole budeme věnovat odezvě modelu na změnu velikosti integrační domény. Horizontální rozlišení jednotlivých domén zůstává ve všech případech stejné - 25 km. Cílem této studie je definice takové velikosti integrační oblasti, která by vedla k co-možná nejlepším výsledkům jak z hlediska časových tak prostorových charakteristik simulovaných polí.

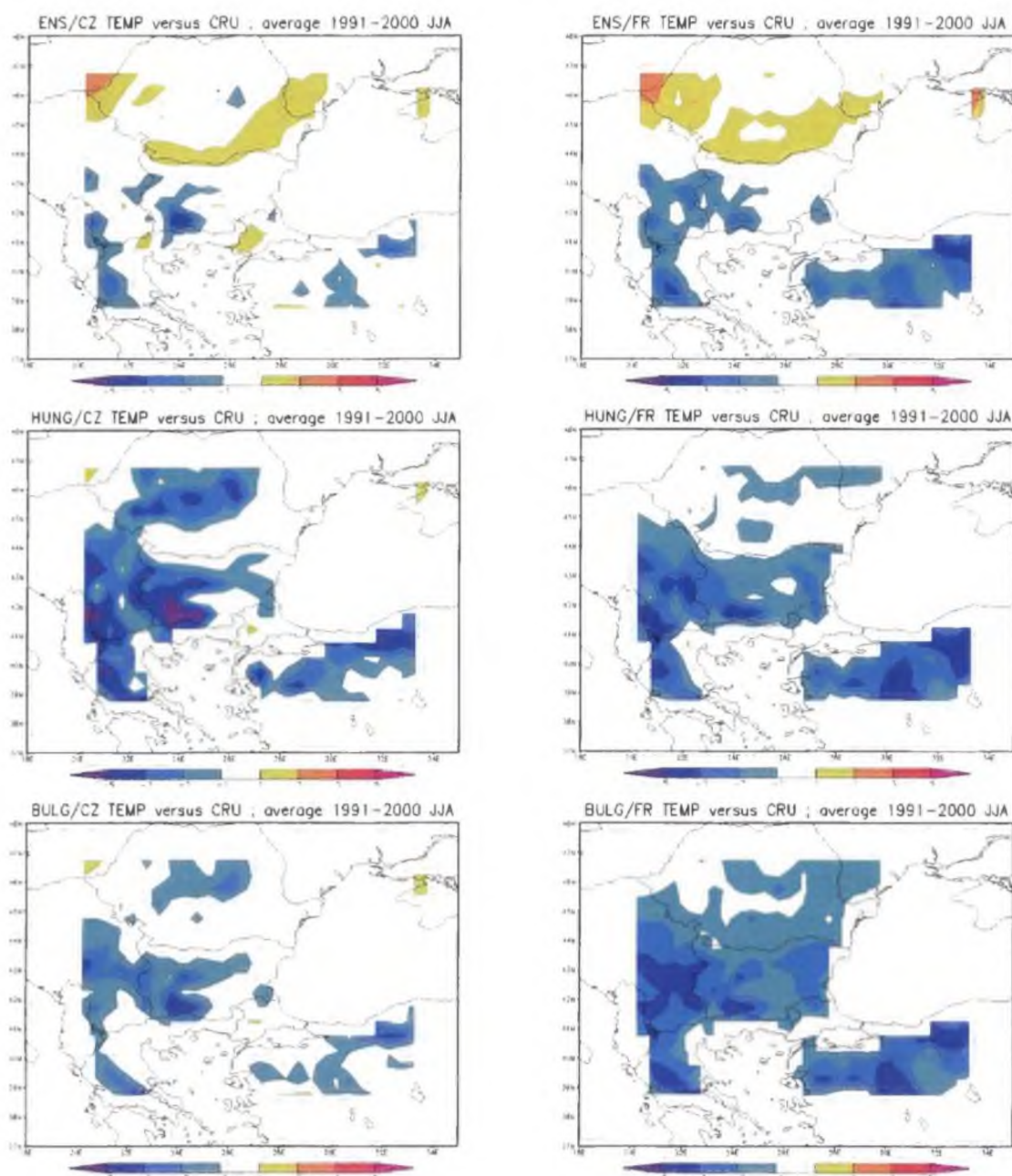
Zároveň se zde kromě přízemní teploty vzduchu budeme věnovat i poli průměrných sezónních úhrnů srážek. Pro evaluaci výsledků jsme jako cílový region studie zvolili východní část balkánského poloostrova zahrnující celé Bulharsko, tedy oblast „C“. Tato oblast je pro matematické modelování klimatu zajímavá také z toho důvodu, že se v případě rozsáhlých domén použitých v projektu EK ENSEMBLES jedná o region spojený s největší nejistotou týkající se spolehlivosti simulace klimatických polí ve výstupech regionálních klimatických modelů (Emilia Sanchez, osobní sdělení). Od předchozích kapitol se také liší zvolený časový interval použitý pro tuto studii: zaměřili jsme se pouze na desetiletí 1991-2000, neboť desetileté období je považováno za dostatečně dlouhé pro tento typ studie (de Elia, (2007); Lucas-Picher et al., (2008)). Integrace modelu ALADIN byly provedeny celkem pro tři integrační oblasti: a) rozsahem velmi malou oblast pokrývající východní Balkán a západní část Černého moře, kterou nazýváme BULG, b) středně rozsáhlou doménu s centrem na území Maďarska a zahrnující celou střední Evropu v její nejširší možné definici a konečně za c) rozsáhlou doménu použitou pro experiment ENS25. Pro tyto domény jsme provedli integrace počínající rokem 1990, který je považován za spin-upový a neuvažujeme jej při v dalším vyhodnocování. Výjimkou je experiment na největší integrační oblasti, kde jsme použili pouze data z poslední dekády experimentu ENS25. Nyní pro tuto jeho dekádu pro zdůraznění této odlišnosti vůči experimentu ENS25 z kapitoly 5 a v souladu s terminologií použitou pro obě menší integrační domény volíme zkrácené označení ENS.

Obdobná studie byla provedena například pro severoamerický kontinent, a to pouze s jedním modelem, který byl použit na několika odlišných doménách. Provedení a výsledky této studie jsou popsány Lucas-Picher et al. (2008). Jedním z doporučení této práce pak bylo provedení těchto experimentů s více modely a pro více oblastí v různých částech světa. Je proto třeba také zmínit, že i v našem případě se do značné míry jedná pouze o předběžnou studii s využitím pouhých dvou modelů: českého modelu ALADIN-Climate/CZ a francouzského ALADIN-Climat. Proto pro větší přehlednost na popiskách obrázků odlišujeme českou a francouzskou verzi experimentu příslušnou příponou - CZ nebo FR.

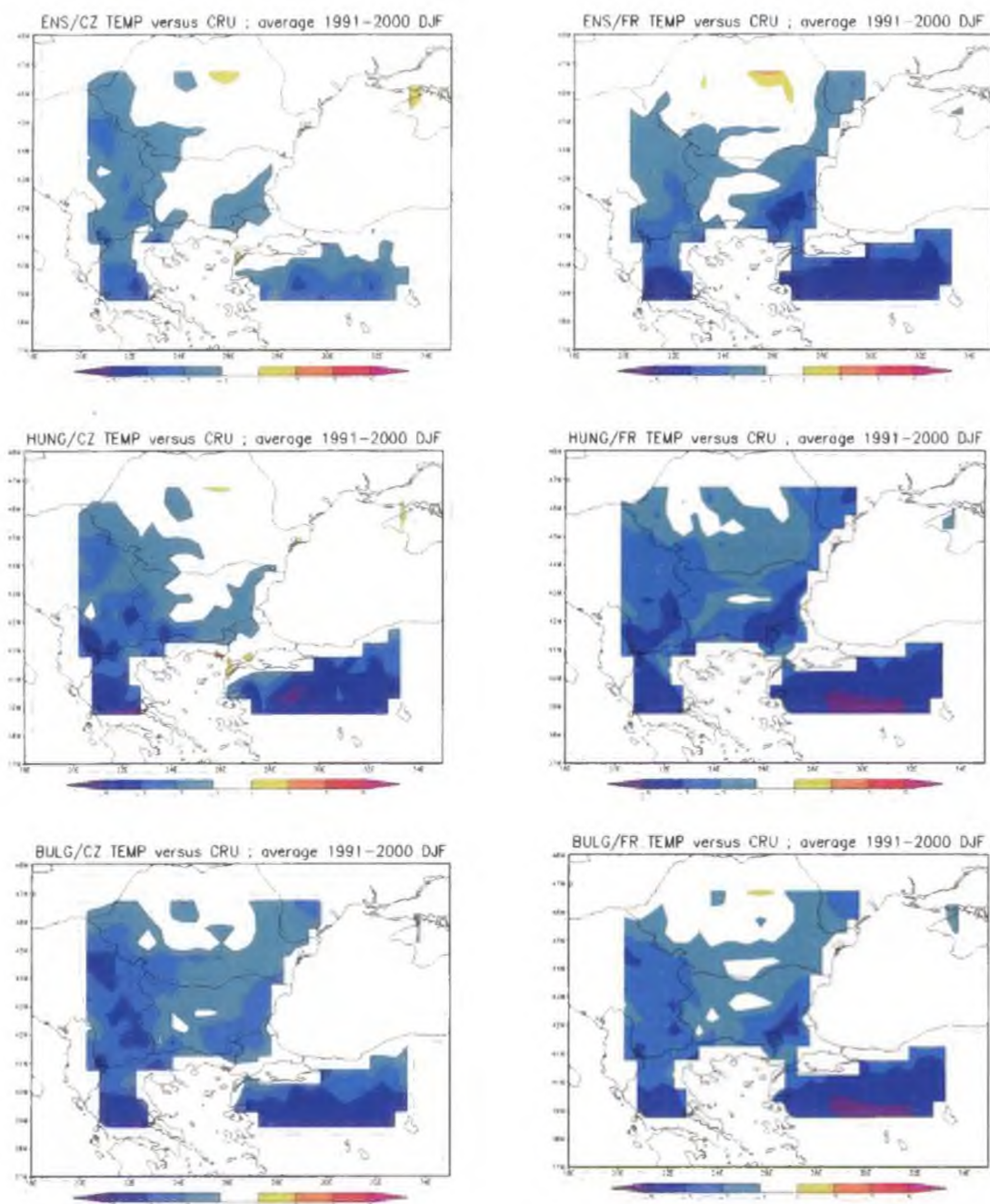
Použití dvou modelů lišících se zejména některými svými fyzikálními parametrizacemi pak propůjčuje této studii poněkud větší výpovědní hodnotu, jak je zmíněno už v Lucas-Picher et al. (2008). Pro specifikace a parametry jednotlivých integračních oblastí odkazujeme na tabulku 3.3 a obrázek 3.1. Výsledky této studie, provedené týmem vědců z České republiky, Francie, Maďarska a Bulharska, byly zpracovány do podoby článku autorského kolektivu Farda et al. (2008), který byl již podán k publikaci.

7.1 Pole teploty vzduchu

Nejprve jsme spočetli mapy odchylek teploty vzduchu mezi simulovaným polem teploty a údaji klimatologie CRU, a to pro cílovou oblast „C“, abychom získali základní představu o chování našich modelů. Výsledky jsou zakresleny na obrázku 7.1 pro letní sezónu a na obrázku 7.2 pro zimní období. Výstup českého (francouzského) modelu je vlevo (vpravo) a experimenty jsou řazeny sestupně od největší po nejmenší doménu.



Obr 7.1 Pole odchylek průměrné letní teploty vzduchu (model – CRU) [°C] za období 1991–2000 zobrazené na doměně BULG pro experimenty ENS, HUNG a BULG.



Obr 7.2 Pole odchylek průměrné zimní teploty vzduchu [°C] (model – CRU) za období 1991–2000 zobrazené na doměně BULG pro experimenty ENS, HUNG a BULG.

Je zřejmé, že model reaguje na změnu integrační oblasti: zatímco odchylka letní teploty vzduchu od klimatologie CRU je relativně malá u experimentu ENS, oba zbývající experimenty HUNG a BULG jsou pro oba modely, český i francouzský, výrazně chladnější. Ale i zde se charakter chování obou modelů poněkud liší: zatímco v případě českého modelu je nejchladnějším experimentem HUNG, pro francouzský model je to experiment BULG. V zimní sezóně je chování obou modelů navzájem méně rozdílné: ve všech experimentech převažuje chladná odchylka simulované teploty vzduchu, která je místy velmi výrazná: například méně než $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ v horských oblastech Anatólie (ale tedy již mimo náš cílový region

C). Zároveň jsou oba modely příliš chladné například i v horských oblastech východního Balkánu.

V tabulce 7.1 přinášíme spočtené hodnoty RMSE (podle vztahu 3.1) potvrzující naše závěry, ke kterým jsme došli při studiu polí teplotních odchylek. Je evidentní, že nejchladnější vůči klimatologii CRU je francouzský model v případě experimentu HUNG v zimě. Naopak nejmenší hodnota odchylky modelové teploty vzduchu je dosažena pro český model v letní sezóně experimentu ENS. Poměrně velké hodnoty odchylky teploty vzduchu mezi simulovaným polem a údaji databáze CRU vzduchu pak přičítáme volbě orograficky velmi komplikované oblasti, jejíž klima je pro současnou generaci regionálních klimatických modelů velmi obtížné reprodukovat. Horizontální rozlišení typické pro dnešní regionální modely (25-50 km) je stále ještě příliš hrubé pro realistické zachycení skutečné orografie v tomto regionu.

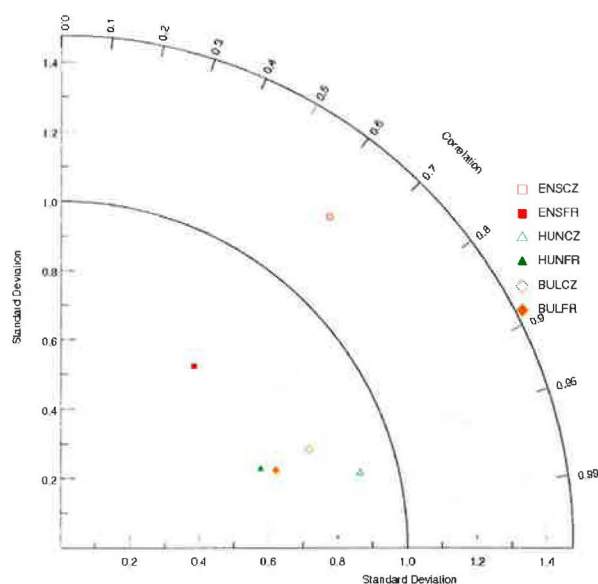
RMSE over the "C" area			
JJA - Mean Temperature [°C]			
	ENS	HUNG	BULG
Czech	0.88	1.64	0.93
French	1.04	1.32	1.66
DJF - Mean Temperature [°C]			
	ENS	HUNG	BULG
Czech	0.95	1.4	1.84
French	1.59	2.25	1.82

Tabulka 7.1 RMSE [°C] spočteno pro cílovou oblast „C“ pro průměrnou sezónní teplotu vzduchu v letní a zimní sezóně. Nejnižší hodnoty RMSE jsou zvýrazněny.

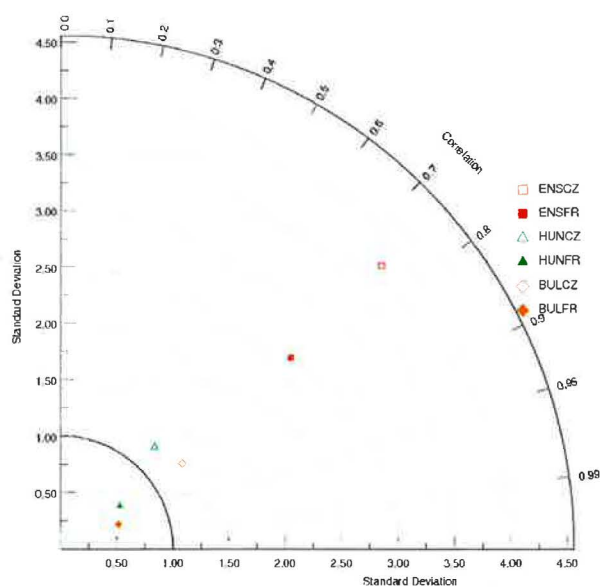
Podle definic uvedených v kapitole 3 a ze vztahu pro (časový) rozptyl studované řady jsme z průměrných letních a zimních hodnot teploty vzduchu v modelech a databázi CRU spočetli hodnoty decentrované střední kvadratické chyby MSE (vztah 3.5), časové korelace R_t (vztah 3.4) a poměru rozptylu simulovaného pole a pole měřených dat, kterým popisujeme časovou variabilitu. Z výsledků jsme pak zkonstruovali Taylorovy diagramy, umožňující vizuální vyhodnocení kvality polí experimentů v porovnání s měřenými daty podle metodiky popsané v Taylor (2001). Zde jen v krátkosti zmiňujeme základní koncept Taylorova diagramu, který je založen na skutečnosti, že tři výše zmíněné veličiny nejsou na sobě nezávislé, ale jejich vzájemný vztah lze geometricky popsat pomocí kosinové věty a tedy použít ke zkonstruování XY grafu. V tomto grafu jsou měřené údaje reprezentovány bodem [1,0] na ose X, variabilita vyjádřená jako podíl rozptylů simulovaného a měřeného pole je pak vynesena jako vzdálenost od počátku grafu [0,0] a hodnota decentrované RMSE simulovaného pole pak jako jeho vzdálenost od bodu [1,0] reprezentujícího měřené pole. Tyto dvě veličiny jednoznačně určují polohu bodu simulovaného pole na ploše grafu. Hodnotu korelace pak lze vypočítat z velikosti úhlu svíraného osou Y a spojnicí bodu simulovaného pole s počátkem grafu [0,0].

Z obrázku 7.3 (7.4) představujícím Taylorův diagram pro pole teploty v zimě (létě) je patrná vysoká časová konzistence integrace v zimním období, vyjádřená vysokými hodnotami časové korelace mezi simulovanými a naměřenými hodnotami. Ty se pohybují v intervalu zhruba mezi hodnotami 0.65 a 0.95 s tím, že francouzský model v tomto období více koreluje s měřeními než model český. Nejlépe korelované jsou výsledky experimentů provedených na

obou menších oblastech: v zimě se jedná o oblast HUNG, v létě je pak korelace obdobná pro experimenty na obou menších doménách ENS a HUNG a nejvyšší pro doménu BULG.



Obr 7.3 Taylorův diagram pro průměrnou zimní teplotu vzduchu v oblasti „C“ pro období 1991-2000. České (francouzské) experimenty jsou značeny nevyplněným (vyplněným) symbolem.



Obr 7.4 Taylorův diagram pro průměrnou letní teplotu vzduchu v oblasti „C“ pro období 1991-2000. České (francouzské) experimenty jsou značeny nevyplněným (vyplněným) symbolem.

Patrné je rovněž výrazné nadhodnocování variability u experimentů na největší doméně ENS. To může být důsledkem větší volnosti modelu na velkých doménách obecně a tedy tendencí tvořit vlastní klima v porovnání se vstupními daty. Tento prozatím spekulativní závěr se zdá být i nepřímo podpořen skutečností, že v případě obou menších domén je variabilita výrazně redukována: český model ji poněkud nadhodnocuje a francouzský naopak podhodnocuje. Toto tvrzení se ovšem týká pouze námi zvolené cílové oblasti a bude třeba provést studie pro více regionů, abychom ověřili, zda se jedná o univerzální pravidlo (závislost časové variability na volbě rozsahu domény) či zda je časová variabilita regionálně podmíněná.

7.2 Pole úhrnů srážek

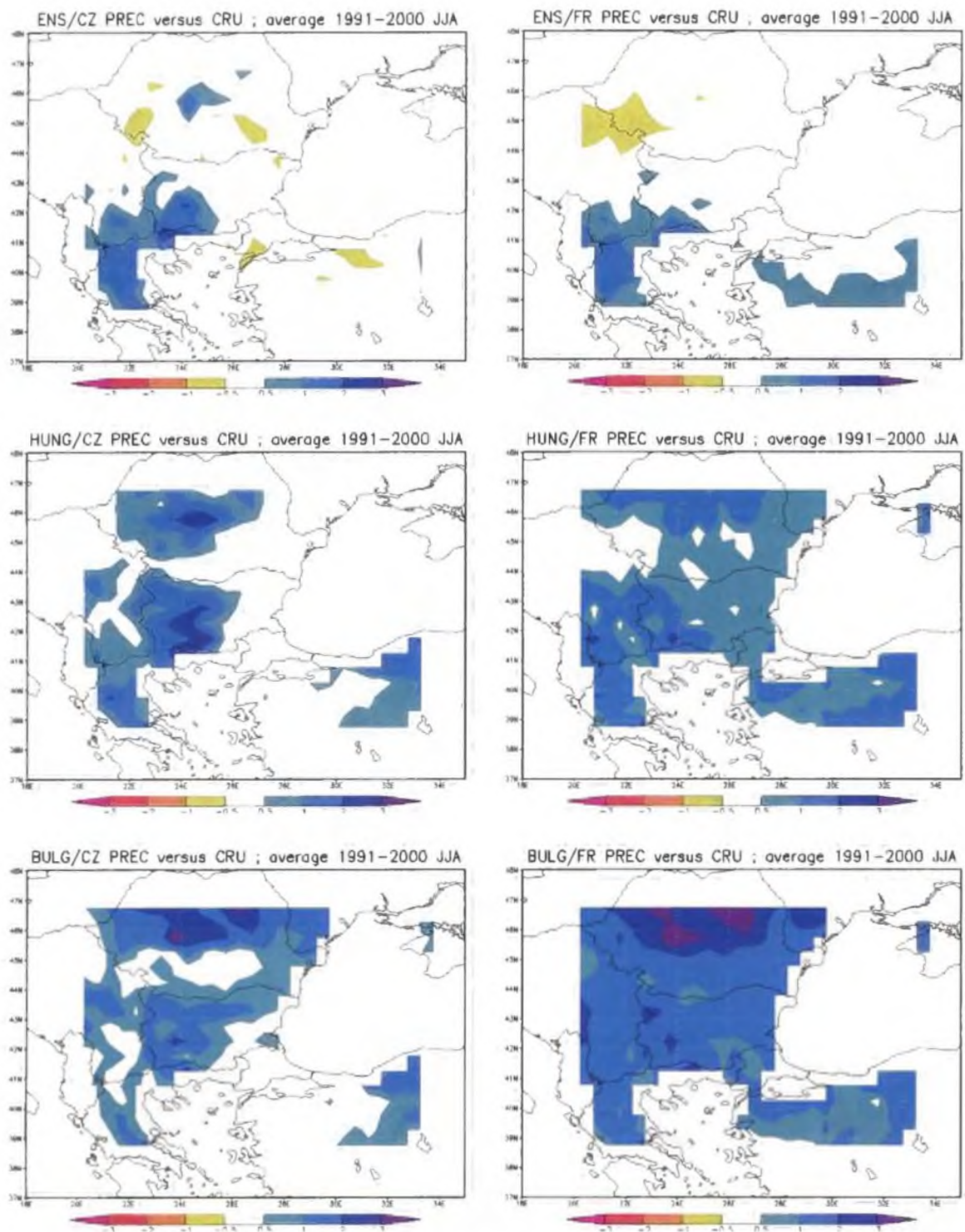
Obdobným způsobem jako v případě polí teploty vzduchu jsme vyšetřili i chování polí letních a zimních úhrnů srážek. Porovnání s CRU je opět zobrazeno jako pole odchylek simulovaných srážek od polí databáze CRU. Pro zobrazení výsledků jsme přepočítali jednotlivé sezónní úhrny na průměrné denní úhrny uvedené v milimetrech pro příslušnou sezónu. Tím jsme dali přednost proti jiné, též běžně užívané metodě, kdy se zobrazuje procentuelní rozdíl mezi oběma poli úhrnů srážek. Výsledky pro letní a zimní období v letech 1991-2000 jsou vykresleny na obrázcích 7.5 a 7.6 (uvedeny na následujících stranách).

Na obrázku 7.5 je zřejmý trend navyšování modelových úhrnů srážek se zmenšující se velikostí použité domény, a to zejména ve francouzské verzi. Musíme ovšem podotknout, že v konečném závěru nám brání skutečnost, že obě menší integrační oblasti HUNG a BULG mají jižní a také východní hranici velmi blízko cílovému regionu C pokrývajícimu Bulharsko a pole srážek může být bohužel nepatřičně ovlivněno atypickým generováním vertikálních rychlostí (vedoucím ke srážkám) v případě nesouladu mezi výsledky výpočtů modelu a tendencemi přicházejícími z řídicích dat. Toto považujeme za další důležitý argument pro provedení podrobnější studie s vhodněji definovanými integračními oblastmi a zahrnutím více modelů.

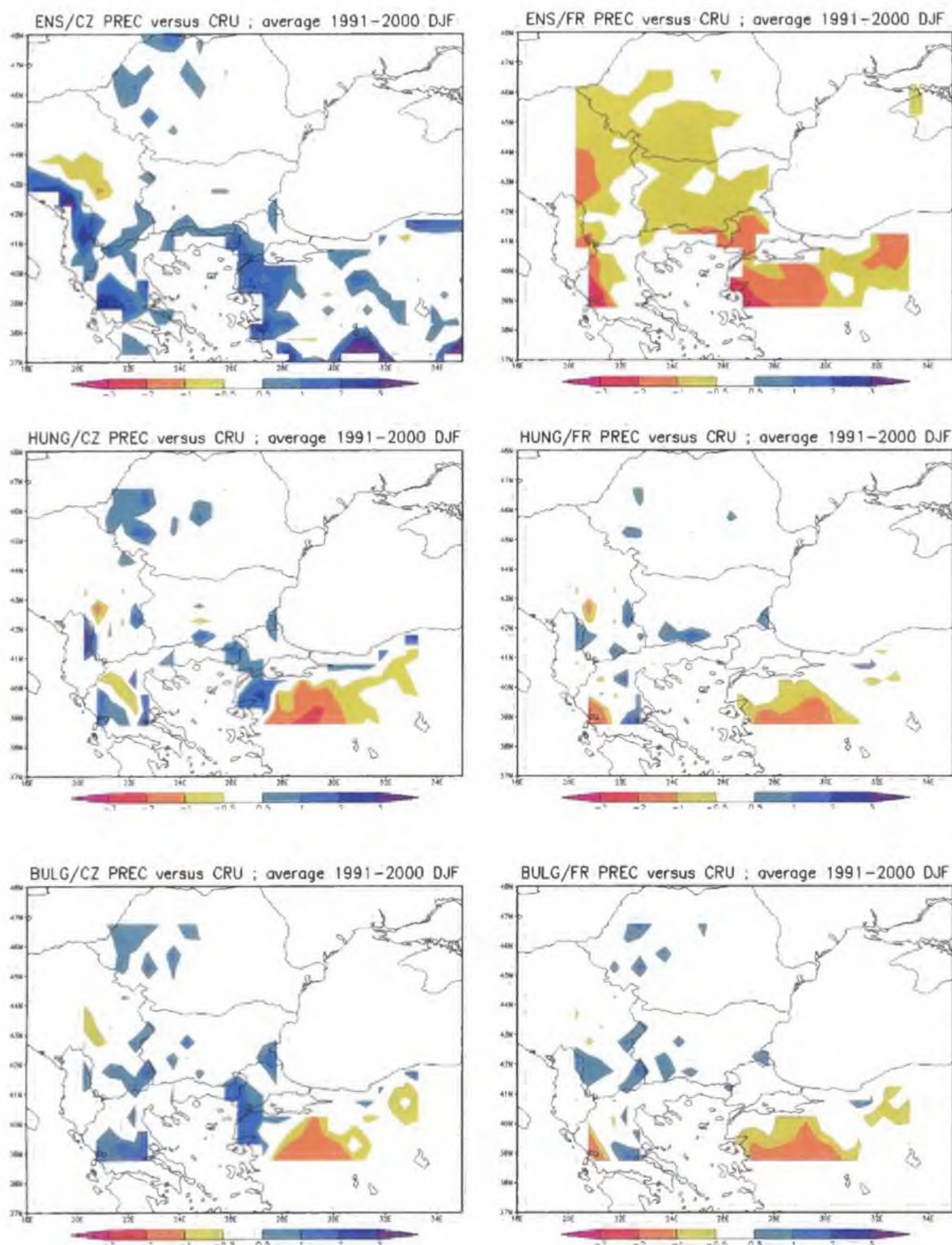
V zimním období na obrázku 7.6 je nejnápadnějším rysem odlišné chování české a francouzské verze modelu - francouzská je zejména pro experiment ENS viditelně sušší. U obou zbývajících domén je odchylka teploty vzduchu zanedbatelná a má v obou modelech obdobnou prostorovou strukturu. Jako doplňující informaci jsme spočetli podobně jako pro pole teploty i hodnoty RMSE, které přinášejí dodatečnou informaci o chování simulovaných srážek. Výsledky jsou uvedeny v tabulce 7.2

RMSE pro oblast "C"			
JJA - Srážky [mm/den]			
	ENS	HUNG	BULG
Czech	0.5	0.71	0.74
French	0.34	0.81	1.43
DJF - Srážky [mm/den]			
	ENS	HUNG	BULG
Czech	0.39	0.38	0.42
French	0.62	0.29	0.3

Tabulka 7.2 RMSE [mm/den] spočtená pro cílovou oblast „C“. Průměrné denní srážky pro letní a zimní sezónu přepočtené na denní hodnoty. Nejnížší hodnoty RMSE jsou zvýrazněny.



Obr 7.5 Pole odchylek průměrných letních srážek (model - CRU) přepočtených na denní hodnoty [mm/den] v oblasti domény BULG pro období 1991-2000: český experiment vlevo, francouzský vpravo. Experimenty jsou řazeny sestupně: ENS, HUNG a BULG.

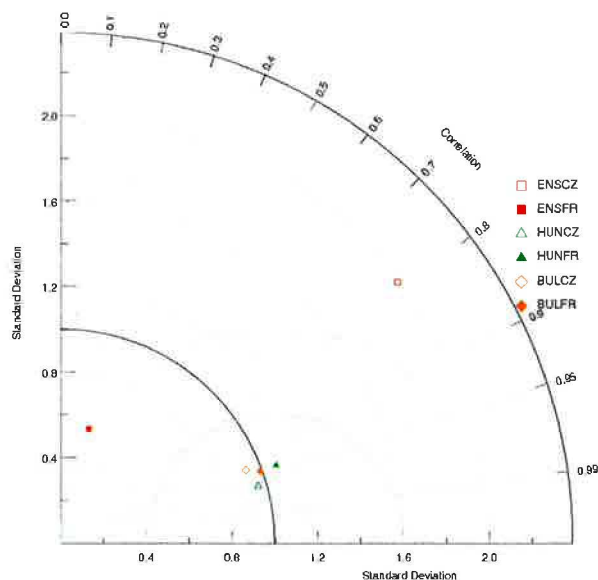


Obr 7.6 Pole odchylek průměrných zimních srážek (model - CRU) přepočtených na denní hodnoty [mm/den] v oblasti domény BULG a pro období 1991-2000: český experiment vlevo, francouzský vpravo. Experimenty jsou řazeny sestupně: ENS, HUNG a BULG.

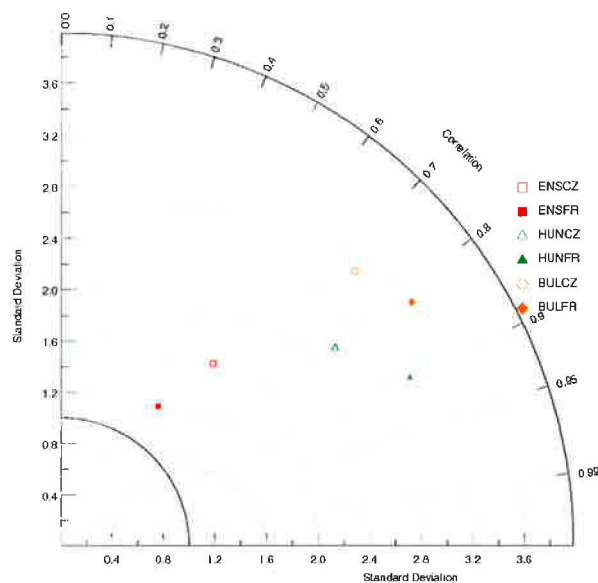
Z tabulky 7.2 je zřejmé, že v souladu s obr. 7.5 nejnižší hodnotu RMSE nalzáme pro rozsáhlou doménu ENS v létě, přičemž RMSE roste se snižující se velikostí zvolené integrační oblasti. Tento závěr je stejně platný pro oba modely. V zimě je situace poněkud odlišná: v případě českého modelu se RMSE příliš nemění se zvolenou integrační oblastí. Pro francouzskou verzi modelu nalzáme v porovnání s ostatními experimenty zvýšenou hodnotu RMSE u experimentu ENS, což koresponduje s deficitem srážek nalezeným v modelovém výstupu (obr 7.6).

Taylorův diagram na obr. 7.7 a 7.8 nám přináší informace o časovém chování pole srážek v jednotlivých experimentech. V případě experimentu ENS český model nadhodnocuje časovou variabilitu (zatímco francouzský ji podhodnocuje). Oba experimenty jsou v tomto případě také hůře korelované s daty CRU než jejich protějšky na obou menších integračních oblastech. Zvláště v případě francouzské verze je korelace poměrně malá. Zbylé experimenty se chovají navzájem podobně a jejich variabilita je velmi blízká měřeným datům CRU a hodnoty jejich korelací jsou velmi vysoké (~0.95).

V létě se situace liší zejména nižšími korelacemi řad spočtenými z obou polí (s výše zmíněnou výjimkou francouzského modelu v zimě, kde nalzáme vůbec nejnižší korelaci pro všechny experimenty vůbec), zvýšenou variabilitou modelových časových řad, jak vůči zimní situaci, tak zároveň vůči datům CRU v případě experimentů na menších oblastech. Dalším nápadným rysem je i malá shoda mezi experimenty navzájem, čímž se chování pole zimních srážek liší od letní situace. I tento efekt můžeme připsat vlivu konvekce, jejíž nahodilost zřejmě silně ovlivňuje statistický charakter chování letní průměrné teploty vzduchu.



Obr 7.7 Taylorův diagram pro pole průměrných zimních srážek v oblasti „C“ pro období 1991-2000. České (francouzské) experimenty jsou značeny nevyplněným (vyplněným) symbolem.



Obr 7.8 Taylorův diagram pro pole průměrných letních srážek v oblasti „C“ pro období 1991-2000. České (francouzské) experimenty jsou značeny nevyplněným (vyplněným) symbolem.

7.3 Závěry studie

Naše studie byla, podobně jako předcházející a zde vícekrát citovaná studie na toto téma Lucas-Picher et al., (2008), limitována jak volbou integračních oblastí tak použitím pouhých dvou modelů. Tyto limity vyplynuly z našich omezených možností a technických prostředků, zejména dostupného výpočetního času na centrálních počítačích v ČHMÚ a Météo-France. Jedná se tedy o faktory, které jsme nemohli účinně ovlivnit a museli se smířit s jejich dopady na vypovídací hodnotu naší studie.

Přes tyto nedostatky a omezení naše studie potvrdila a do určité míry rozšířila nálezy učiněné týmem Lucase-Pichera: časové i prostorové vlastnosti simulovaných polí se liší s volbou integrační oblasti, a to v případě našeho cílového (a nutno připomenout, že z mnoha ohledů i velmi komplikovaného) regionu velmi výrazně. Námi použité modely, ač velmi příbuzné (používají stejné schéma advekce a totožné jsou i některé fyzikální parametrizace), se chovají v mnoha aspektech navzájem velmi rozdílně. To se v souvislosti s volbou domény projevuje v odlišných výsledcích při porovnání vůči měřeným datům představovaným klimatologickou databází CRU.

Tato skutečnost je zvláště patrná v letní sezóně, kde často nalzáme nižší hodnoty korelace i velkou proměnlivost ve zbylých dvou studovaných parametrech: variabilitě a decentrované MSE, použitých pro konstrukci časového Taylorova diagramu. Toto konstatování platí pro obě studovaná pole - srážky i teplotu. Určitou výjimku v tomto ohledu tvoří francouzský experiment ENS u srážek, kdy velmi nízkou hodnotu zimní korelace, variability i decentrované MSE považujeme za anomální.

Naopak v zimním období vykazují oba modely jisté podobnosti ve svém chování. Korelace je zvláště pro experimenty na menších doménách zpravidla vyšší než v létě. Dobře patrné je to v případě srážek. Naopak velká doména ENS vede k menší časové korelaci modelových dat s měřeními. Tuto skutečnost si vysvětlujeme absencí konvekce v zimě a tedy větší schopností modelu reprodukovat studované pole v souladu s řídicími daty. Z toho vyvozujeme, že přejeme-li si studovat zejména časové vlastnosti simulovaných polí, měli bychom preferovat spíše střední a menší integrační oblasti pro provádění experimentů. Klademe-li ovšem důraz na prostorové vlastnosti simulovaného pole, považujeme naopak volbu rozsáhlé integrační oblasti za vhodnější postup. Nenalezli jsme tedy nějakou univerzální velikost integrační domény, která by stejně kvalitně zohlednila oba aspekty: jak časový, tak prostorový.

Závěrem tedy opět vy zdvihujeme potřebu provést tento typ studie nejlépe v rámci širší vědecké spolupráce více modelářských týmů a se společně definovanými integračními oblastmi. Zároveň by bylo vhodné provést simulace pro integrační oblasti na více kontinentech a pokud možno vyšetřit statistické vlastnosti výsledných polí pro několik cílových oblastí v rámci jednotlivých kontinentálních integračních oblastí. Doufáme, že se nám podaří provést takovou studii v budoucnosti, protože problematiku volby vhodné integrační oblasti považujeme za klíčovou pro další rozvoj regionálního modelování klimatu.

8. Závěr

V naší práci jsme měli za úkol studovat chování pole teploty v oblasti střední Evropy s využitím globálního klimatického modelu ARPEGE-Climat a podílet se na vývoji klimatické verze modelu ALADIN. Rozhodli jsme se tedy adaptovat předpovědní verzi modelu ALADIN a pro potřeby klimatického výzkumu jsme připravili a otestovali novou verzi, kterou nazýváme ALADIN-Climate/CZ.

V kapitole 4 jsme přímo navázali na předchozí práce zabývající se problematikou dlouhodobých integrací provedených s modelem ALADIN a přinesli informace o chování numerické předpovědní verze modelu v podmínkách její dlouhodobé integrace na rozsáhlé doméně a v relativně nízkém horizontálním rozlišení 50 km. Prokázali jsme, že tato verze, používaná pro numerickou předpověď počasí v letech 2003 a 2004, je schopná stabilní dlouhodobé integrace a tedy způsobilá s jistými úpravami pro využití v rámci klimatického výzkumu. Provedli jsme řadu testů různých parametrů, založených na víceletých integracích modelu, abychom našli a otestovali vhodnou konfiguraci modelových parametrů pro budoucí studie. Výsledkem této práce je klimatická konfigurace modelu, kterou v rámci klimatické komunity nazýváme ALADIN-Climate/CZ. Tento model pak úspěšně používáme i v rámci mezinárodních projektů, kde můžeme porovnat jeho výkon s v současné době používanými regionálními klimatickými modely.

Výsledky integrací provedených v horizontálním rozlišení 25 a 50 km na velmi rozsáhlé „pan-evropské“ doméně pak představujeme v kapitole 5. Podobně jako v případě kapitoly 4 jsou naše experimenty založeny na použití re-analýzy ERA-40 připravené Evropským centrem pro střednědobou předpověď a jedná se tedy o experimenty s využitím takzvaných ideálních okrajových podmínek. Prokázali jsme, že model je schopen v oblasti střední Evropy produkovat dostatečně kvalitní výsledky charakteristické dobrou časovou konzistencí s měřenými daty a dostatečně přesným vystižením prostorových charakteristik simulovaného pole. Tento závěr platí pro obě provedené integrace: v horizontálním rozlišení 50 i 25 km. Tím jsme zároveň ukázali, že model není citlivý na změny rozlišení (s výjimkou efektů spojených s lépe rozlišenou orografií) a oba experimenty jsou navzájem velmi konzistentní. Jako další charakteristiku jsme z modelových dat a měřených údajů ze staniční sítě ČHMÚ pro území ČR spočetli vybrané charakteristiky teploty vzduchu: průměrný počet ledových, mrazových, letních a tropických dnů. Ukázalo se ovšem, že denní výstupy modelu není vhodné použít bez dalších úprav zohledňujících systematické chyby modelu.

Zastáváme názor, že v případě shody dlouhodobých prostorových průměrů simulovaného pole teploty vzduchu ve dvou metrech s klimatologií databáze CRU jsme v zásadě dosáhli meze jejich nejlepšího možného souhlasu. Věříme, že další pokusy minimalizovat chybu charakterizovanou veličinami jako je odchylka pole teploty vzduchu už při použití databáze CRU nemají opodstatnění. To je důsledkem poměrně hrubého rozlišení databáze a chybami plynoucími z interpolačních metod použitých při jejím vzniku. Obáváme se, že vzhledem k charakteru chyb v modelu a databázi CRU bychom pak dalším neopodstatněným „laděním“ modelu vytvořili pouhý matematický artefakt, který kopíruje chování zvolené databáze, ale který by selhal v případě verifikace s použitím jiných zdrojů dat. Očekáváme, že v blízké době budeme moci pro verifikaci použít novou, v rámci projektu EK ENSEMBLES připravenou klimatologickou databázi, vytvořenou z většího počtu staničních údajů a hlavně s využitím pokročilejších statistických a interpolačních metod.

Obdobným způsobem jako v případě kapitoly 5 jsme postupovali i v kapitole 6, kde jsme použili model ve stejné konfiguraci jako v předchozí kapitole, ale na malé integrační

oblasti pokrývající zejména centrální část střední Evropy se středem na území bývalého Československa a ve vysokém horizontálním rozlišení 10 km. Prokázali jsme, že i tomto případě je model schopen realisticky reprodukovat pole teploty vzduchu ve střední Evropě. Vzhledem k dobré kvalitě simulace dalších meteorologických polí (které nejsou prezentovány v této práci) jsme byli oprávněni model ALADIN-Climate/CZ použít i ve spojení s globálním klimatickým model ARPEGE-Climat. Provedli jsme tedy kontrolní simulaci ve stejném časovém intervalu, ve kterém probíhaly integrace s re-analýzou ERA-40 (1961-2000) a dále integraci podle emisního scénáře A1B pro roky 2020-2050. Porovnali jsme klimatologii scénárové integrace s klimatologií kontrolní integrace a získali tak představu o změně budoucí teploty vzduchu ve střední Evropě tak, jak byla simulována spřaženým systémem ARPEGE-Climat a ALADIN-Climate/CZ. I v tomto případě jsme provedli výpočet vybraných charakteristik pole teploty vzduchu na výsledcích integrace modelu s daty ERA-40 a učinili jsme obdobný závěr jako v případě experimentů v nižším rozlišení: ani v případě použití regionálního modelu ve vysokém rozlišení není možné modelové výstupy přímo srovnávat se staničními údaji. Pro takové srovnání je opět třeba vhodným způsobem ošetřit systematickou chybu v simulovaném poli teploty.

Přínos integrace v rozlišení 10 kilometrů spatřujeme zejména v podstatně realističtějším popisu reálné orografie, z které plyne lepší shoda nadmořských výšek v modelu a ve skutečnosti. Vysoké rozlišení modelu také například umožňuje přesnější popis povodí hlavních řek v České republice. To umožňuje použít přesnější modelová data například pro studie v hydrologii. Obecně pak musíme vyzdvihnout schopnost modelu ALADIN-Climate/CZ podávat velmi stabilní výkon v podmínkách různého rozlišení, což svědčí o kvalitě a robustnosti systému jeho fyzikálních parametrizací.

V poslední kapitole 7 jsme se zabývali otázkou vlivu volby integrační oblasti na kvalitu simulovaných polí při dodržení všech ostatních parametrů integrace. Ač byl rozsah naší studie značně omezen dostupnou výpočetní kapacitou, dospěli jsme k výsledkům, které potvrzují poznatky prezentované v Lucas-Picher et. al. (2008). Ukázalo se, že neexistuje jedna „univerzální“ volba integrační oblasti, která by stejně dobře uspokojila nároky kladené na časové a prostorové vlastnosti simulovaných polí. Závěrem, který z naší studie tedy vyvozujeme, je konstatování, že pro experimenty zaměřené na studium časových aspektů simulovaných polí je vhodné použít spíše domény rozsahem menší či střední, které ovšem nemusí zcela vyhovovat nárokům kladeným na prostorové charakteristiky polí. V tomto případě je lepší zvolit rozsáhlou oblast. Pokud je model dostatečně připraven, souhlasí jeho vnitřní klima dobře se skutečností. V případě velké oblasti volnost modelu ovšem znamená, že model může jednotlivé synoptické situace přicházející ze vstupních dat interpretovat jiným způsobem, než tomu bylo ve skutečnosti, a to se pak projeví na nižším souhlasu jeho výsledků s časovým průběhem skutečného klimatu.

Jednotlivé studie představené v této práci jsou potvrzením způsobilosti modelu ALADIN-Climate/CZ pro jeho použití a další vývoj jako regionálního klimatického modelu. Předpokládáme, že v blízké budoucnosti provedeme testy nového modelu předpovědi počasí ALARO, vyvíjeného jako nástupce modelu ALADIN, a který je už nyní (červen 2008) v paralelním provozu společně s poslední verzí modelu ALADIN. Jeho nově pojatá fyzika pak představuje další evoluční krok v oblasti numerického modelování atmosféry, který umožňuje za cenu jistého zvýšení nároků na výpočetní kapacitu podstatně věrnější popis atmosférických dějů a interakce zemského povrchu s atmosférou. Od této skutečnosti si slibujeme, že v budoucnosti bude možné odstranit alespoň část systematických chyb simulovaných polí, které jsou způsobeny limity některých současných fyzikálních parametrizací. Příkladem takové chyby je například nerealistické rozložení pole srážek v orograficky komplikovaných oblastech, kdy model v současné podobě není schopen

simulovat přenos vodních kapiček přes horskou překážku. To pak v modelových výstupech vede ke známému problému nadhodnocování srážek na návětrných stranách pohoří a naopak k deficitu srážek v závětrí horských hřebenů.

Věříme, že se nám povede splnit i tento vytyčený cíl a navzdory problémům a komplikacím, jimž čelíme, budeme moci rozvíjet klimatické modelování založené na modelu ALADIN i v budoucnosti.

Literatura

Arrhenius, S., (1896): On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science* (fifth series), **41**, 237–275.

Bénard, P., Marki A., Neytchev P.N., Prtenjak M.T., (2000): Stabilisation of non-linear vertical diffusion schemes in the context of NWP models. *Monthly Weather Review*, **128**, 1937-1948.

Bougeault, P., (1981): Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. rayonnement Part I: testing the ensemble cloud relations against numerical data. *J. Rapport Atmos. Sci.*, **38**, 2414-2428.

Bougeault, P., (1982): Cloud ensemble relations based on the gamma dimensional probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2691-2700.

Bougeault, P., (1985): A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, **113**, 2108-2121.

Brožková R., Děrková M., Belluš M., Farda A., (2006): Atmospheric forcing by ALADIN/MFSTEP and MFSTEP oriented tunings, *Ocean Sci.*, **2**, 113-121.

Bubnová R., Hello G., Bénard P., Geleyn J.-F. (1995): Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of ARPEGE/Aladin NWP system. *Monthly Weather Review*, **123**, 515-535.

Courtier, P. Geleyn J.-F., (1988): A global numerical weather prediction model with variable resolution: application to the shallow-water equations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1321-1346.

Davies, H. C., (1976): A lateral boundary formulation for multi level prediction models. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **102**, 405- 418.

de Elia, R., Plummer D., Caya D., Frigon A., Côté H., Giguère M., Paquin D., Biner S., Harvey R., (2007): Evaluation of uncertainties in the CRCM-simulated North American climate: nesting-related issues. *Climate Dynamics*, accepted.

Deardorff, J.W., (1977): A parameterization of ground surface moisture ed content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 1182-1185.

Déqué M., Dreveton C., Braun A., Cariolle D., (1994): The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, **10**, 249-266.

Douville, H., Planton, S., Royer, J.F., Stephenson, D.B., Tyteca, S., Kergoat, L., Lafont, S., Betts, R. A., (2000): The importance of vegetation feedbacks in double CO2 time-slice experiments. *J. Geophys. L., Res.*, **105**, 14841-14861.

Farda A., Štěpánek P., Halenka T., Skalák P., Belda M., (2007): Model ALADIN in Climate Mode Forced with ERA-40 Reanalysis (Coarse Resolution Experiment). *Meteorological Journal*, **10**, 123-130.

Farda A., Déqué M., Somot S., Horányi A., Spiridonov V., Tóth H., (2008): Model ALADIN as Regional Climate Model for Central and Eastern Europe. *Studia Geoph. Geod.*, submitted.

Geleyn, J.-F., (1987): Use of a modified Richardson number for parameterising the effect of shallow convection. *J. Met. Soc. Japan*, Special 1986 NWP Symposium Issue, 141-149.

Fouquart, Y., Bonnel, B., (1980): Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35-62.

Gerard L., (2001): Physical parameterizations in ARPÉGE-ALADIN operational model, ALADIN documentation, Météo-France, 130 pp.

Giorgi, F., and Mearns, L. O., (1991): Approaches to regional climate simulation: A review. *Rev. Of Geophys.*, **29**, 191-216.

Giorgi, F., and Mearns, L. O., (1999): Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6335-6352.

Hewitt, C.D and Griggs, D.J., 2004: Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts. *Eos*, **85**, 566.

Horányi, A., Ihász I., Radnóti G., (1996): ARPEGE/ALADIN: A numerical weather prediction model for Central-Europe with the participation of the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, **100**, 277-300.

Houghton, J. T., Jenkins, G. J., Ephraums, J. J. (eds.), (1990): Climate change, The IPCC scientific assessment. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Huth, R., (2002): Statistical downscaling of daily temperature in central Europe. *J. Climate*, **15**, 1731-1742.

Huth, R., Mládek, R., Metelka, L., Sedlák, P., Huthová, Z., Kliegrová, S., Kyselý, J., Pokorná, L., Janoušek, M., Halenka, T. (2003): On the integrability of limited-area numerical weather prediction model ALADIN over extended time periods. *Studia Geoph. Geod.*, **47**, 863- 873.

IPCC (2000): Special Report on Emission Scenarios. Cambridge University Press, U.K. (<http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/>)

IPCC (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Janisková M., (1995): Study of the systematic errors in ALADIN associated to the physical part of the model. *Note ALADIN n°7, CNRM, Météo-France*, 82.

Kessler, E., (1969): On distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Met. Mon. American Met. Soc.* **10**, **39**, 84 pp.

- Kuo, H. L., (1974): Further studies of the parametrization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *Journal of Atm. Sci.*, 31, pp 1232-1240.
- Louis, J.-F., (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-layer Meteorol.*, 17, 187-202.
- Louis, J.-F., Tiedke M., Geleyn J.-F., (1981): A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF. ECMWF Workshop Proceedings on Planetary boundary layer parameterizations, 25-27 November 1981, 59-79.
- Lucas-Picher P., Caya D., de Elia R., Laprise R., (2008): Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of ten years over a large domain. *Climate Dynamics*, (accepted).
- McGregor, J. L., (1997): Regional climate modeling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 105-117.
- Mellor, G., Yamada, T., (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysical Physics and Space Physics*, 20, 851-875.
- Mitchell, T.D., Carter, T.R., Jones, P.D., Hulme, M., New, M., (2004): A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100): *Tyndall Centre Working Paper 55*
- Mládek R., (2004): Studie nepřímého vlivu orografických překážek v numerických modelech předpovědi počasí. Doktorská disertační práce, Univerzita Karlova.
- Morcrette J. J., (1989): Description of the radiation scheme in the ECMWF model. ECMWF tech. Memo No. 165, 26 pp.
- Noihlan, J., Planton, S., (1989): A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549.
- Ricard, J.L. Royer, J.F., (1993): A statistical cloud scheme for use in an AGCM. *Annales Geophysicae*, 11, 1095-1115.
- Rochas, M. and Courtier, P., (1992): La méthode spectrale en météorologie. *Note de Travail ARPEGE*, 30, 58 pp.
- Ritter, B., and Geleyn, J.-F., (1992): A comprehensive radiation scheme of numerical weather prediction with potential application to climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 303-325.
- Taylor, K. E., (2001): Summarizing multiple aspects of model performance in single diagram, *J. Geophys. Research*, 106, 7183-7192.
- Sanchez E., (2008): osobní sdělení.
- Smith, R.N.B., (1990): A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 435-460.

Temperton, C., Hortal M., Simons A. J., (2001): A two-time-level semi-Lagrangian global spectral model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 113-123.

Toon, O.B., McKay C.P., Ackerman T.P., Santhanam, K., (1989): Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres, *J. Geophys. Res.*, **94**, 287-16,301.

Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen I., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., and Woollen J. (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012.

Vana F., Benard P., Geleyn J.-F., Simon A. and Seity Y., (2008): Semi-Lagrangian Advection Scheme with Controlled Damping - an Alternative Way to Nonlinear Horizontal Diffusion in a Numerical Weather Prediction Model. Accepted by *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*

Wilby, R.L., Wigley, T.M.L., Conway, D., Jones P.D., Hewitson B.C., Main J., Wilks D.S., (1998): Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resour. Res.*, **34**, 2995-3008.

Xu K. M., Randall D., (1996): A semi-empirical cloudiness for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3048-3102.

www.cecilia-eu.org: internetové stránky projektu 6. rámcového programu Evropské komise CECILIA.