

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI

Přírodovědecká fakulta

Katedra geografie

Bc. Michal LEHNERT

**Režim teploty půdy v městské a příměstské krajině
(Olomouc a okolí)**

Diplomová práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Miroslav Vysoudil, CSc.

Olomouc 2012

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracoval samostatně a veškerou použitou literaturu a zdroje jsem řádně uvedl v seznamu literatury.

V Zadaru dne 1. dubna 2012

.....

Michal Lehnert

Děkuji především doc. RNDr. Miroslavu Vysoudilovi, CSc. za jeho čas, cenné rady a materiály nezbytné pro zpracování této práce. Dále děkuji všem ostatním pracovníkům Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci, kteří mi poskytli svá pracoviště a předali vlastní zkušenosti, které jsem využil při prováděných rozborech.

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
Přírodovědecká fakulta
Akademický rok: 2010/2011

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE
(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Michal LEHNERT**
Osobní číslo: **R100205**
Studijní program: **N1301 Geografie**
Studijní obor: **Regionální geografie**
Název tématu: **Režim teploty půdy v městské a příměstské krajině
(Olomouc a okolí)**
Zadávací katedra: **Katedra geografie**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Cílem diplomové práce je popsat režim teploty půdy v městské a příměstské krajině Olomouce na základě měření v účelové automatické staniční síti. Analyzovány budou denní maximální a minimální teploty a čas jejich nástupu, denní a roční chod teploty. Textová část bude zahrnovat stručnou fyzikogeografickou charakteristiku území a popis staniční sítě. Důraz bude kladen na časoprostorový chod teploty půdy ve vztahu k poloze stanic. Navržená struktura práce:

1. Úvod
2. Cíle práce
3. Použitá metodika
 - 3.1. Zhodnocení základní literatury (rešerše)
 - 3.2. Metody zpracování teploty půdy.
4. Účelová fyzikogeografická charakteristika území.
5. Časoprostorový režim teploty půdy
 - 5.1. Denní chod
 - 5.2. Měsíční chod
 - 5.3. Roční chod
- 5.1. Maximální teplota a čas nástupu
- 5.2. Minimální teplota a čas nástupu
7. Shrnutí a diskuse výsledků
8. Závěr
9. Summary
10. Seznam literatury

Diplomová práce bude zpracována v těchto kontrolovaných etapách:
rešerše literárních pramenů listopad-prosinec 2010
zpracování časových řad leden 2011-leden 2012
textová část, grafické přílohy leden-květen 2012

Rozsah grafických prací:

Povinné přílohy diplomové práce:

1. grafy a koncentrační tabulky
2. mapy rozložení teploty půdy
2. fotodokumentace

Rozsah grafických prací: Podle potřeb zadání
Rozsah pracovní zprávy: 20 000 - 24 000 slov
Forma zpracování diplomové práce: tištěná/elektronická

Seznam odborné literatury:

Bedrna, Z. (1989): Pôdné režimy. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 221 s.

Coufal, V., Kott, I., Možný, M (1993): Národní klimatický program ČR: Teplota půdy v chladné části roku v období 1961-1991 na území České republiky. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 37 s.

Lehnert, M. (2010): Příspěvek ke studiu místního klimatu na území Přírodního parku údolí Bystřice: Režim teploty půdy a vzduchu v r. 2008. Bakalářská práce. PřF UP, Olomouc, 85 s.

Minár, J. a kol.: Geoekologický (komplexný fyzickogeografický) výskum a mapovanie vo veľkých mierkach. Univerzita Komenského, Bratislava, 2001, 209 s. ISBN 80-968146-3-X.

Nosek, M.: Metody v klimatologii. Academia, Praha 1972, 434 s.

Quitt, E.: Klimatické oblasti Československa. Studia Geographica 16, GgÚ ČSAV, Brno, 1971, 73 s.

Tolasz, R. et al.: Atlas podnebí Česka. ČHMÚ Praha v koedici s UP Olomouc, Praha ? Olomouc, 2007, 251 s.

Vysoudil, M., Navrátil, L.: Topoclimatological Research in Údolí Bystřice Nature Park (Czech Republic): Functional Meteorological Network. AUPO, Geographica 39, Published by the Palacky University, Olomouc, 2006, s. 11-139.

Další obecné i regionální literární prameny.

Vedoucí diplomové práce: Doc. RNDr. Miroslav Vysoudil, CSc.
Katedra geografie

Datum zadání diplomové práce: 22. listopadu 2010

Termín odevzdání diplomové práce: 10. dubna 2012

L.S.

Prof. RNDr. Juraj Ševčík, Ph.D.
děkan

Doc. RNDr. Zdeněk Szczyrba, Ph.D.
vedoucí katedry

V Olomouci dne 30. listopadu 2010

PŘEDMLUVA

Klimatické změny, spojení propírané nesčitelným množstvím medií, patří bezesporu k nejpobulárnějším vědeckým tématům současné doby. Pozornost odborné i laické veřejnosti se přitom upírá především k jejich příčinám a důsledkům v globálním měřítku. Mnohem menší pozornost je věnována místním klimatickým změnám, tedy změnám topoklimatu. Přibývá však názorů, že k pochopení procesů působících na globální klimatické změny je zároveň potřeba pochopit fungování topoklimatu. Je nesporné, že každý místní klimatický systém vstupuje v interakci s globálním klimatickým systémem. Změny topoklimatu ovlivňují globální klima a globální klima zpětně ovlivňuje místní klima.

Nejčastěji uváděnou příčinou klimatických změn je zvýšená koncentrace skleníkových plynů. Doslova „zastíněny“ skleníkovými plyny zůstávají další potenciální příčiny klimatických změn, jimiž jsou například úniky uměle vytvořeného tepla, nebo změny v radiační bilanci Země způsobené antropogenně podmíněnou přeměnou poměrného zastoupení aktivních povrchů. Přitom právě v oblastech zvýšené intenzity výskytu dvou posledně jmenovaných aktérů prokazatelně dochází k významným topoklimatickým až mezoklimatickým změnám. Že takovými oblastmi jsou především města a jejich zázemí, tedy krajiny zcela přeměněné člověkem, není třeba zdůrazňovat. Každá akce ovšem vyvolá reakci. Nezapomínejme, že zákon zpětné vazby platí, člověka nevyjímaje.

S průmyslovou revolucí se typickým životním prostředím druhu homo sapiens sapiens stalo právě město. V důsledku toho přichází prudký rozvoj urbanizmu, jenž si klade ambiciózní cíl – vytvořit co nejlépe fungující umělý ekosystém, tj. ekosystém města. Přes veškerou snahu mnoha odborníků se ani v laboratorních podmínkách doposud nepodařilo vytvořit energeticky soběstačný ekosystém. To dokáže pouze příroda.

Města tedy v důsledku ani zdaleka nepřipomínají energeticky soběstačné celky, naopak pro své fungování využívají energii ze širokého okolí. Tu následně svému zázemí s vděkem vrací zpět ve formě odpadů. Odpadem je přitom nejen plechovka, plastická láhev nebo zastaralý iPod, ale třeba i skleníkové plyny nebo teplo.

Osobně si myslím, že příroda nelpí na tom, zdali přežije kosatec sibiřský ve střední Evropě nebo zdali jej nahradí „nějaký kaktus“. Mělo by na tom však záležet člověku. Jeho poznání už na prahu doby kamenné postačovalo k tomu, aby si uvědomoval, že subtropy či lesy mírného pásma jsou pro něj příznivějším životním prostředím, než polopouště a pouště. Paradoxně ve 20. století, označovaném jako století vědy, bylo toto staré moudro zcela opomíjeno. Hlasy o vlivu člověka na životní prostředí zaznívaly, ale rachot strojů pohánějící ekonomický růst je vždy přehlušil. Pozornosti se jim dostává až v druhé polovině 20. století. A není tedy náhodou, že právě v této době vycházejí první moderní studie upozorňující na specifika městského klimatu.

Zájem o městské klima jako významnou součást životního prostředí člověka graduje v posledních desetiletích v rámci environmentální geografie. Za jeden z hlavních úkolů environmentalistiky považují zabránění situaci, kdy člověk pozbude podmínek, jež jsou příznivé pro jeho život. Z tohoto pohledu je nepochybně nutné studovat všechny změny kolem nás, jejich dopad na přírodu i člověka samotného.

OBSAH

1. ÚVOD.....	9
2. CÍL.....	10
3. ZHODNOCENÍ LITERATURY	11
4. SYNTÉZA POZNATKŮ	13
4.1 Teplota aktivního povrchu a šíření tepla v půdě	13
4.2 Specifika městského klimatu	16
4.3 Teplota půdy a městské prostředí	16
5. METODIKA	19
5.1 Měření a zpracování meteorologických dat	19
5.2 Rozbor půdy	22
6. CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ	25
6.1 Účelová geografická charakteristika	25
6.2 Klimatická charakteristika	28
7. REŽIM TEPLOTY PŮDY V ROCE 2010	31
7.1 Leden	31
7.2 Únor.....	35
7.3 Březen	38
7.4 Duben	42
7.5 Květen	46
7.6 Červen	49
7.7 Červenec	53
7.8 Srpen	56
7.9 Září.....	60
7.10 Říjen	63
7.11 Listopad	66
7.12 Prosinec	70
7.13 Rok.....	73
8. ANALÝZA FAKTORŮ OVLIVŇUJÍCÍCH CHOD TEPLoty PŮDY	76
8.1 Struktura půdy	76
8.2 Aktivní povrch	80
8.3 Počasí.....	82
8.4 Georeliéf a město.....	89
9. SHRNU TÍ A DISKUSE VÝSLEDKŮ.....	92
10. ZÁVĚR	95
11. SUMMARY	96
12. SEZNAM LITERATURY	98
13. SEZNAM POUŽÍVANÝCH ZKRATEK.....	102
14. PŘÍLOHY.....	104

1. ÚVOD

Předložená diplomová práce přispívá ke studiu městského a příměstského klimatu města Olomouce. Byla zpracována v rámci projektu GA ČR 205/09/1297 „Víceúrovňová analýza městského a příměstského klimatu na příkladu středně velkých měst“. Tato práce se řadí mezi nepříliš početné klimatogeografické práce zabývající se režimem teploty půdy a jeho specifiky v městské a příměstské krajině.

2. CÍL

Tato práce měla vymezeno několik cílů. Hlavním cílem bylo popsat režim teploty půdy v městské a příměstské krajině města Olomouce na základě analýzy meteorologických dat získaných ze sítě meteorologických stanic v Olomouci a okolí (MESSO) v roce 2010. Druhým cílem bylo pokusit se rozpoznat hlavní faktory ovlivňující časoprostorový chod teploty půdy v zájmovém území. Posledním cílem bylo pokusit se charakterizovat případný vliv města na režim teploty půdy. Celkovým záměrem této práce bylo obohacení poznatků o režimu teploty půdy v kulturní krajině, ať již městské nebo příměstské (venkovské).

3. ZHODNOCENÍ LITERATURY

Městským klimatem a jeho specifiky se zabývala již celá řada autorů. Pro zpracování této práce byly cenné především poznatky ze souhrnné publikace Yoshino (1975), z novějších studií byly reflektovány například výsledky prací Kłysik, Fortuniak (1999), Masson (1999) a Houet, Pigeon (2011), kteří se vesměs zabývali klimatem měst ležících v mírných zeměpisných šířkách. Zhodnocení literatury týkající se městského klimatu je připravováno v rámci výše citovaného projektu, ke kterému tato diplomová práce přispívá. Dále proto převážně ke studiu teploty půdy.

Již Nosek (1972) ve své práci *Metody v klimatologii*, která se stala podkladem pro nespočet klimatologicky zaměřených prací, zmínil, že studiu teploty půdy se v našich podmínkách doposud věnovala malá pozornost. Toto konstatování lze bohužel považovat za aktuální i po čtyřiceti letech. Z českých a slovenských geografů-klimatologů-pedologů se od té doby teplotou půdy zabývali zejména Bedrna, Gašparovič (1980) a Bedrna (1989), z jejichž prací je možno čerpat především základní teplotní charakteristiky půdy pro rozsáhlá území.

V devadesátých letech vyšla v rámci Národního klimatického programu prakticky jediná publikace zabývající se teplotou půdy. Jejími autory byli Coufal, Kott, Možný (1993), kteří na základě dlouhodobých průměrů analyzovali na vybraných meteorologických stanicích teplotu půdy v chladné části roku. Autoři svou studii bohužel nedoplňovali o analogickou publikaci pro letní období. Zájem o studium teploty půdy se mezi českými autory zvýšil na počátku nového tisíciletí, což mělo za následek zařazení informace o režimu teploty půdy do nově vznikajícího díla *Atlas podnebí Česka* (Tolasz a kol. 2007). Nedávno ke studiu režimu teploty půdy přispěli čeští autoři jako například Hora (2011), který se zabýval vztahem teploty půdy a teploty vzduchu u různých půdních druhů, Lehnert (2010), jenž sledoval vztah mezi teplotou půdy a teplotou vzduchu a zejména Pokladníková, Rožnovský, Dufková (2006), kteří analyzovali promrzání půdy v kontextu sněhové pokrývky (ze zahraničních autorů se vlivem sněhové pokrývky na teplotu půdy detailně zabývali Zhang, Wang, Barr, Black (2008) a Mellander, Laudon, Bishop (2005)).

Z tuzemských autorů Vopravil a kol. (2009) krátce pojednával o vlivu klimatu na vlastnosti a charakter půdy, dále tuto tematiku studovali především autoři zahraniční. Například Pierzynski, Sims, Vance (2005) v jinak pedoekologicky zaměřené publikaci zmiňují významný vliv orientace a sklonu svahů na vlastnosti půdy v mírných zeměpisných šířkách.

Poznatky o principu šíření tepla v půdě shrnul, z českých autorů, zejména Kutílek (1990) a částečně také Klabzuba (2001), který stručně popsal také bilanci tepla na aktivním povrchu. Podrobněji studoval režim teploty na aktivním povrchu Vysoudil (2008), pod jehož vedením vznikly také podobně zaměřené práce Dosoudilové (2010) a Palatky (2011). Ve světě se problematikou studia teplotního režimu aktivního povrchu v poslední době zabývali například Voogt, Oke (2003), Weng, Lu, Schubring (2004), Xian, Crane (2006), Weng, Lu, Liang (2006), Weng (2009) a další. Důležité pojítko mezi studiem teploty aktivního povrchu a tepelnými toky v půdě přitom představuje studie Wang, Bras (1999), kteří se tyto vztahy pokusili vyjádřit matematicky. Tepelný tok mezi aktivním povrchem a půdou při aplikaci na stepní travní vegetaci, kterou lze považovat za blízkou trávníku, studovali Gan, Peng, Peth, Horn (2012).

Další, pro pedoklimatogeografický výzkum cenné, poznatky o šíření tepla v půdě nabízí už jen zahraniční práce. Fyzikální principy tepelných toků v půdě a jejich variabilitu vzhledem k charakteru a stavu půdy detailně popisuje například Hanks (1992), jehož publikace vychází z řady dílčích (vlastních i převzatých) výzkumů. Další, více klimatogeograficky zaměřené kapitoly shrnující dosavadní poznání o šíření tepla v půdě a na aktivním povrchu nabízí publikace Geiger, Aron, Todhunter (2003). V posledních letech se vlivem struktury a stavu půdy na režim teploty půdy zabývali zejména Abu-Hamdeh, Reeder (2000), nebo Elizbarashvili (2007) a Elizbarashvili (2010), který sledoval také spojitosti mezi teplotou půdy a nadmořskou výškou. Více z fyzikálního a agroklimatologického hlediska k problematice šíření tepla v půdě přistupoval Usowicz, který se ve svých studiích (Usowicz, Kossowski, Baranowski (1996), Usowicz, Lipiec, Ferrero (2006), Usowicz, Lipiec, Usowicz (2008)) snažil vystihnout prostorovou variabilitu tepelných vlastností půdy při pěstování různých plodin, a následně teplotu půdy modelovat. Denní chod teploty půdy se na základě aproximace Fourierových zákonů na konkrétní vlastnosti půdy pokoušeli modelovat rovněž Tenge, Kaihura, Lal, Singh (1998).

S aplikací studia režimu teploty půdy na městské prostředí se lze prozatím setkat převážně v technicky zaměřených oborech, a to v kontextu materiálů a technologií využívaných při stavbách. V této oblasti má proto zásadní význam metodicky dobře zpracovaná práce Tang, Gao, Shi, Daniels, Jiang, Liu (2011), která sledovala teplotní rozdíly identické půdy umístěné v izolovaných válcích v městské a příměstské krajině.

4. SYNTÉZA POZNATKŮ

Jak bylo uvedeno v rešerši (kapitola 3), vztah teploty půdy a městského prostředí byl doposud studován zcela minimálně a pokud byl, tak spíše na bázi teoretických znalostí, než empirických výzkumů. Proto je vhodné zařadit tuto rešerši rozšiřující kapitulu, jež uvádí dílčí aplikované poznatky v kontextu sledované problematiky.

4.1 Teplo aktivního povrchu a šíření tepla v půdě

Z fyzikálního pohledu existují podle Hankse (1992) dvě skupiny faktorů ovlivňujících teplotu půdy: a) ovlivňující teplotu povrchu půdy, b) ovlivňující šíření tepla v půdě.

Hlavním zdrojem energie na aktivním povrchu je krátkovlnné globální záření a dlouhovlnné zpětné záření atmosféry. Hanks (1992) upozorňuje, že právě na dlouhovlnné zpětné záření se při meteorologických měřeních často zapomíná, pro aktivní povrch se však jedná o důležitý zdroj tepla (energie). Intenzita dlouhovlnného záření roste právě v městské krajině. Celkovou radiační bilanci aktivního povrchu R_n je možno vyjádřit jako

$$R_n = R_s (1 - \rho) + R_l,$$

kde R_s je globální krátkovlnné záření dopadající na aktivní povrch, R_l je rozdíl mezi aktivním povrchem absorbovaným a emitovaným dlouhovlnným zářením a ρ je albedo. Albedo trávníku, tedy povrchu sledovaných meteorologických stanic, se přitom pohybuje mezi 0,24–0,26 (Hanks 1992). Za předpokladu neexistujícího horizontálního přenosu tepla platí, že součet všech energetických příjmů a výdajů aktivního povrchu je roven nule. Energetické toky na aktivním povrchu lze zjednodušeně popsat jako

$$\downarrow R_n = \uparrow H + \uparrow LEt - \uparrow G,$$

kde H je turbulentní tok tepla (tedy energie spotřebovaná na ohřev vzduchu), LEt je latentní tok tepla (zejména vypařování) a G je tok tepla do podloží aktivního povrchu (energie spotřebovaná na ohřev půdy).

Hodnota R_s se za předpokladu vodorovného povrchu odvíjí především od výšky Slunce nad obzorem. Dále podléhá vlivům atmosféry a je významně ovlivňována počasím v daném

místě (oblačnost, srážky, vlhkost, smog...). Podle Vysoudila (2006) nastává při denním chodu teploty půdy období s pozitivní energetickou bilancí při výšce Slunce 10° až 15° nad obzorem.

Podobně tomu je i s latentním tokem tepla (LEt). Platí, že jeho maxima bývá dosaženo krátce před polednem a minima v noci. Záleží však na konkrétním režimu počasí (povětrnostní situaci) a fyzikálním stavu půdy (teplota, saturace...).

Pro režim teploty půdy je ale významné zejména množství tepla proudícího do podloží (G). Tento tok by teoreticky nejvyšší intenzity měl dosahovat krátce po horní kulminaci Slunce nad místním poledníkem. V praxi je však často ovlivněn dalšími faktory. Hodnota G může být samozřejmě také záporná (období negativní energetické bilance).

Dále podle Hankse (1992) platí, že G je nejvyšší v případě vysušeného půdního povrchu. Hanks (1992) zároveň nicméně dodává, že jeho hodnota stoupá i v situacích, kdy je půdní povrch vodou přesycen. Podobně popisují divergentní vývoj tepelné difuzivity (viz níže) při měnícím se objemu vody v půdě Geiger, Aron, Todhunter (2003).

Nyní již přímo k šíření disponibilního tepla v půdě a jeho zákonitostem. Základní parametry popisující tepelné vlastnosti půdy jsou: tepelná vodivost, objemová tepelná kapacita a tepelná difuzivita.

Tepelná vodivost půdy (K) vyjadřuje schopnost půdy vést teplo. Přesněji řečeno jde o množství tepla, které prochází jednotkovým průřezem látky při jednotkovém teplotním gradientu za jednotku času. Tepelná vodivost je závislá na mineralogickém složení, obsahu humusu, vlhkosti, textuře a struktuře půdy. Jelikož má vzduch řádově menší K než voda, platí, že s rostoucí půdní vlhkostí (θ) tepelná vodivost půdy (K) stoupá. Podle Kutílka (1990) existuje zhruba tato závislost tepelné vodivosti půdy (K) na pórovitosti (P) a na vlhkosti (θ)

$$K = 10^6 [1,93 (1 - P) + 4,19 \theta].$$

Z uvedeného plyne, že půdy s nízkým obsahem vody (písečné půdy nebo půdy s humusovým horizontem) mají menší (denní) teplotní amplitudu než půdy s vysokým obsahem vody (jílovité půdy) (Yoshino 1975). V našich geografických podmínkách lze uvést například výsledky měření Hory (2011), který uvádí, že minimálně v letním půlroce je teplota půdy prokazatelně vyšší v lehkých půdách než na půdách těžkých. Nejen z tohoto důvodu byl proveden půdní rozbor na sledovaných stanicích (viz kapitola 5).

Objemová tepelná kapacita půdy (C) potom vyjadřuje množství tepla, které je potřebné k ohřátí jednotky objemu půdy o jednotku tepla. Variabilita C spočívá ve faktorech totožných s těmi, které byly uvedeny u tepelné vodivosti. Uvedení tohoto parametru je nezbytné pro určení dalšího důležitého parametru – tepelné difuzivity (D).

Tepelná difuzivita vychází z tepelné kapacity a tepelné vodivosti a definujeme ji jako podíl tepelné vodivosti (K) a objemové tepelné kapacity (C)

$$D = K/C \quad (m^2 \cdot s^{-1}).$$

Vyjadřuje tak schopnost půdy vyrovnávat rozdíly teploty při nestacionárním šíření tepla kondukcí v homogenním prostředí za stálého tlaku. Tepelná difuzivita (D) je tedy zásadní pro časy nástupu maximální a minimální (denní) teploty půdy.

K výše uvedeným parametrům je třeba doplnit, že jelikož se v případě půdy jedná o nestacionární vedení tepla, platí zároveň rovnice kontinuity (Kutílek 1990). Ta říká, že zmenšení emise tepla z elementu (vůči imisi) je provázeno jeho ohřevem. Její důsledky mají pro studium šíření tepla v půdě nezanedbatelný význam, a to nejen co se molekulárního šíření tepla týče. Určitou roli tento vztah hraje i při latentním šíření tepla. To naznačují i výsledky termálního monitoringu přirozených povrchů provedeného Palatkou (2011), kde se teplota sledovaných aktivních povrchů těsně před východem Slunce z dosud neobjasněných důvodů zvyšovala.

Z uvedených tepelných parametrů půdy a skutečnosti, že se tvar křivky vyjadřující denní i roční chod teploty půdy blíží sinusoidě, můžeme odvodit rovnici předpovídající rozložení teploty v půdě (Hanks 1992). Na základě modifikace této rovnice formuloval J. B. Fourier zákony charakterizující změny teploty půdy v závislosti na hloubce, z nichž například vyplývá, že: časová perioda výkyvů teploty půdy se s rostoucí hloubkou nemění, amplituda časových změn teploty půdy se s rostoucí hloubkou zmenšuje, čas nástupu maxima a minima teploty se v denním chodu zpožďuje přímo úměrně s rostoucí hloubkou.

Konkrétně na území České republiky se v důsledku Fourierových zákonů zpožďuje nástup denní maximální a minimální teploty půdy o 2–4 hod. na každých 10 cm hloubky (Tolasz 2007). Hloubka stálé denní teploty se potom podle Tolasze (2007) v České republice pohybuje mezi 80 až 120 cm. V praxi je však režim teploty půdy na úrovni topoklimatu ovlivňován kromě výše uvedených termických vlastností půdy také mikroreliefem a mezoreliefem. Na aktivním povrchu ukloněných ploch mají významný vliv především sklon a orientace svahu. Za předpokladu rovných ploch (meteorologické stanice) spočívá vliv soudobého reliéfu především v délce trvání přímého slunečního svitu (např. různě orientovaná údolí, uzavřená inverzní údolí...). Přímý vliv polohy sledovaného místa vzhledem k okolnímu reliéfu (nadmořská výška, případná konkávní nebo konvexní poloha) na teplotu půdy je diskutabilní. Elizbarashvili a kol. (2010) fakticky prokázal nepřímou závislost mezi teplotou povrchu půdy a nadmořskou výškou, sám ji však přičítal spíše mezoklimatickým charakteristikám, které se samozřejmě

s nadmořskou výškou mění. Podobně Elizbarashvili a kol. (2007) sledoval amplitudy teplot půdy v konvexních a konkávních polohách. Výsledky do jisté míry korespondovaly s Vojejkovým zákonem, avšak úměra už zde nebyla tak jednoznačná. To naznačily i výsledky práce Lehnerta (2010).

4.2 Specifika městského klimatu

Městské klima se vyznačuje nižší průměrnou rychlostí větru, sníženou dohledností, vyšší koncentrací aerosolu, sníženou hodnotou krátkovlnného slunečního záření (nemusí platit pro celkovou hodnotu insolace), dále potom zvýšenou turbulenci vzduchu za radiačního počasí, větší oblačností, vyššími srážkovými úhrny a zejména vyšší průměrnou teplotou vzduchu (Masson 1999; Vysoudil 2009; Yoshino 1975). Právě v souvislosti s vyšší teplotou vzduchu se formuje tzv. tepelný ostrov města (UHI). Definujeme jej, pokud platí, že

$$T_{vu} - T_{vr} \geq 1 \text{ } ^\circ\text{C},$$

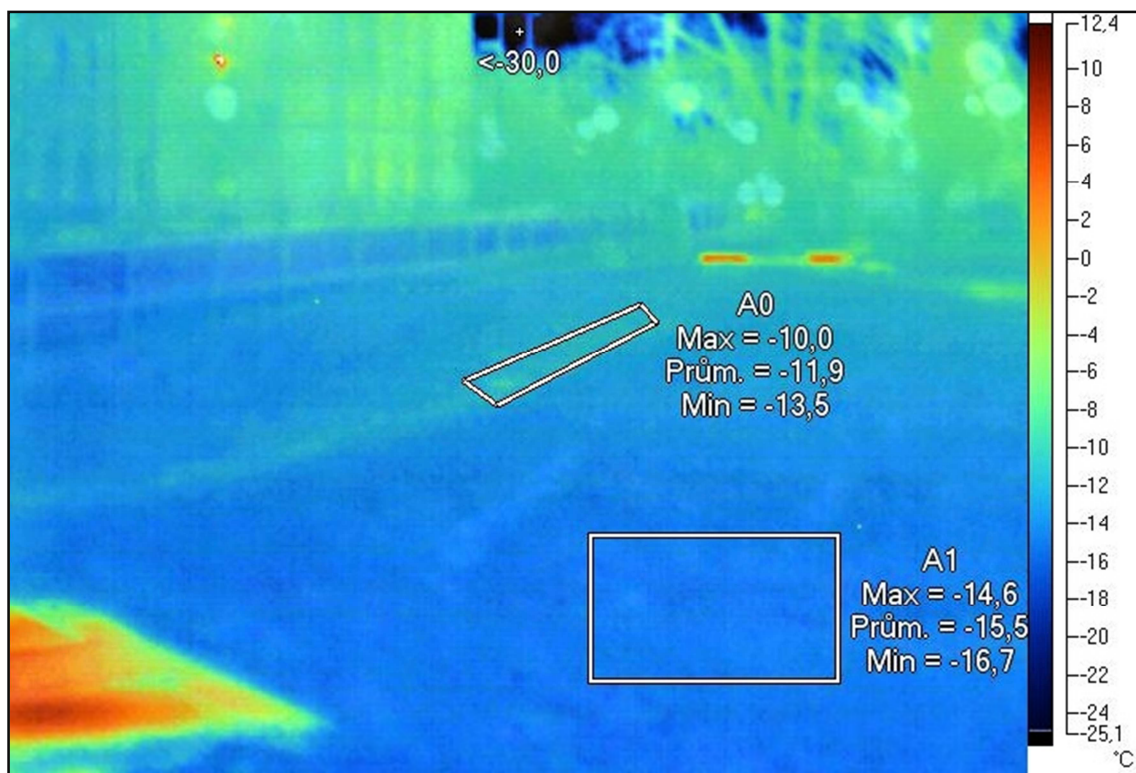
přičemž T_{vu} je teplota vzduchu v daném městě a T_{vr} teplota vzduchu v jeho okolí (může vznikat opačný efekt tzv. ostrov chladu). V klimatických podmínkách střední Evropy byl tepelný ostrov města studován například v polské Lodži (Łódź), kde v teplém půlroce nabýval hodnot 3–4 °C, výjimečně až 6 °C. V chladném půlroce jeho intenzita v průměru klesala, avšak extrémní hodnoty rozdílu přesahující 12 °C byly naměřeny v únoru. Ve dne intenzita UHI oproti noci klesala. V zimních měsících se dokonce za dne ukázala příměstská krajina teplejší než městská. Limitujícím faktorem pro výskyt UHI byla rychlost větru do 4 m/s⁻¹ (Kłysik, Fortuniak 1999).

Uvedené informace o UHI se přirozeně vztahují k teplotám vzduchu, existence jakési obdoby UHI v případě půdy nebyla doposud příliš studována. Z výše uvedeného se však dají předpokládat nejvyšší rozdíly v teplotě půdy mezi městskou a příměstskou krajinou v letních měsících, přesněji v ranních až dopoledních hodinách. Pokud by tomu tak bylo, dostáváme se k dalšímu významu studia režimu teploty půdy v kontextu městského klimatu. Ten nastiňují například Houet, Pigeon (2011), kteří uvádí, že odlišný chod teploty půdy v městském prostředí může mít vliv na biodiverzitu a fenologii.

4.3 Teplota půdy a městské prostředí

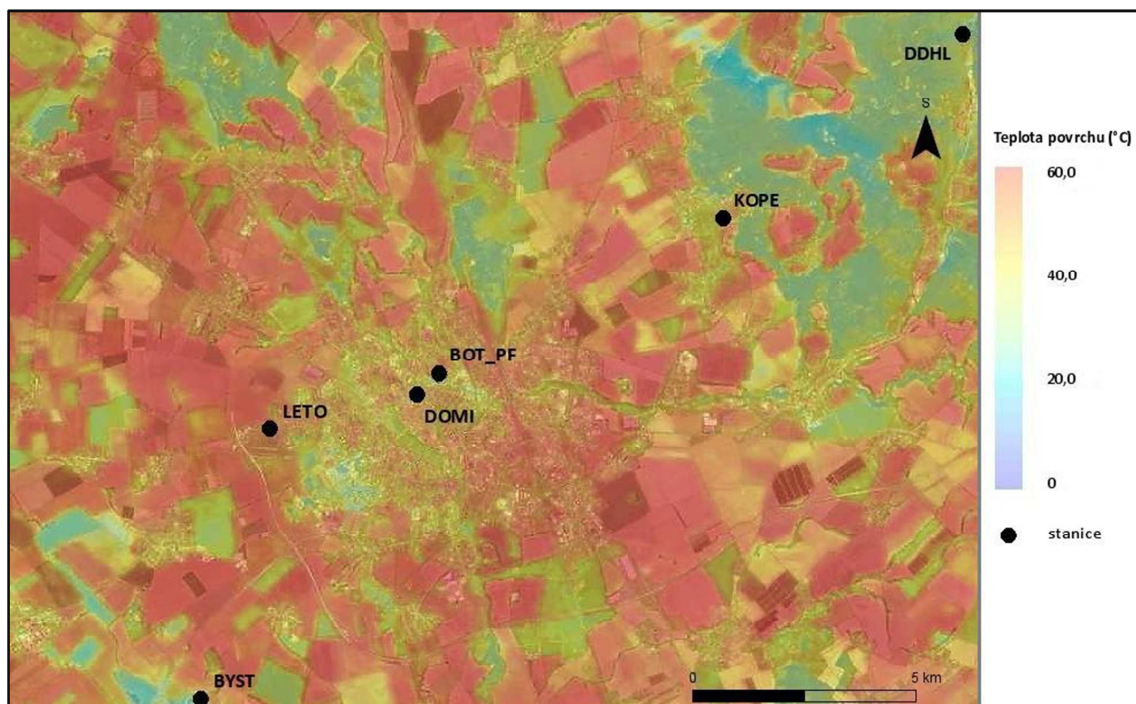
K výše uvedeným dvěma skupinám faktorů ovlivňujících teplotu půdy vymezených Hanksem (1992), tedy faktorům ovlivňujícím teplotu povrchu půdy a faktorům ovlivňujícím šíření tepla v půdě, je v případě městského prostředí třeba kalkulovat s dalšími faktory

v podobě energetických vstupů způsobených antropogenně podmíněným tepelným znečištěním (např. teplovody (obr. 4.3.1)). Je nutno počítat s tím, že tyto zdroje mohou výrazněji působit i v horizontálním směru.



Obr. 4.3.1 Teplota aktivního povrchu, Olomouc-Třída 17. Listopadu, 3. 2. 2012, 22:00 hod.
(foto: B. Dosoudilová)

Pod zemským povrchem se však obvykle nachází jen zlomek městských antropogenních struktur. Plošně mnohem rozsáhlejší jsou struktury nacházející se nad zemským povrchem (cesty, budovy, stožáry...). Je třeba vzít v úvahu, že trojrozměrné městské objekty vytvářejí v přepočtu na kilometr čtverečný mnohem větší plochy aktivních povrchů, než je tomu v rurální krajině. To spolu s termickými vlastnostmi používaných materiálů a emitovaným antropogenním teplem staví do centra pozornosti studia městského klimatu právě umělé povrchy. Například Masson (1999) uvádí, že pro studium městského klimatu na místní a lokální úrovni je potřeba uvažovat městské typy povrchů a nikoliv samotnou půdu. Zásadní vliv umělých povrchů (ve smyslu uměle vytvořených, nebo přírodních, antropogenně dislokovaných materiálů) je tedy při formování městského klimatu větších aglomerací vzhledem k reprezentativnímu množství studií zcela nezpochybnitelný. Avšak první výsledky výzkumu klimatu města Olomouce a okolí – tedy středně velkého města – naznačují, že působení umělých povrchů ve smyslu specifických zářivých a tepelných vlastností nemusí být vzhledem k okolní rurální krajině natolik významné (obr. 4.3.2).



Obr. 4.3.2 Teplota aktivního povrchu, Olomouc a okolí, 27. 9. 2009
(zdroj: Vysoudil, Geletič 2012; upraveno)

5. METODIKA

5.1 Měření a zpracování meteorologických dat

Meteorologická měření

Meteorologická data zpracovaná v této práci byla získána převážně ze sítě meteorologických stanic (MESSO) katedry geografie Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci (dále PŘF UP) umístěných na vybraných místech Olomouce a okolí.

Pro analýzu režimu teploty půdy v roce 2010 bylo vybráno šest stanic registrujících teplotu půdy, teplotu vzduchu, rychlost a směr větru, atmosférické srážky, intenzitu globálního záření a vlhkost vzduchu. Zmíněné meteorologické prvky byly přitom měřeny v intervalu 10 min. (ne každá stanice však zaznamenávala všechny prvky po celou dobu své existence). Výrobce pro tepelné senzory stanic typu Fiedler-Mágr garantuje maximální chyby v měření $\pm 0,15$ °C (Fiedler-Mágr).

Výběr stanic ze sítě MESSO byl proveden tak, že dvě stanice (BOT_PF, DOMI) ležely ve městě a další tři mimo město (BYST, DDHL, KOPE). Stanice LETO ležela na hranici města a otevřeného terénu a byla tedy definována jako příměstská. V průběhu práce vznikla, vzhledem k absenci měření globálního záření na zmíněných městských stanicích, potřeba využít také data o intenzitě globálního záření ze stanice ENVE.

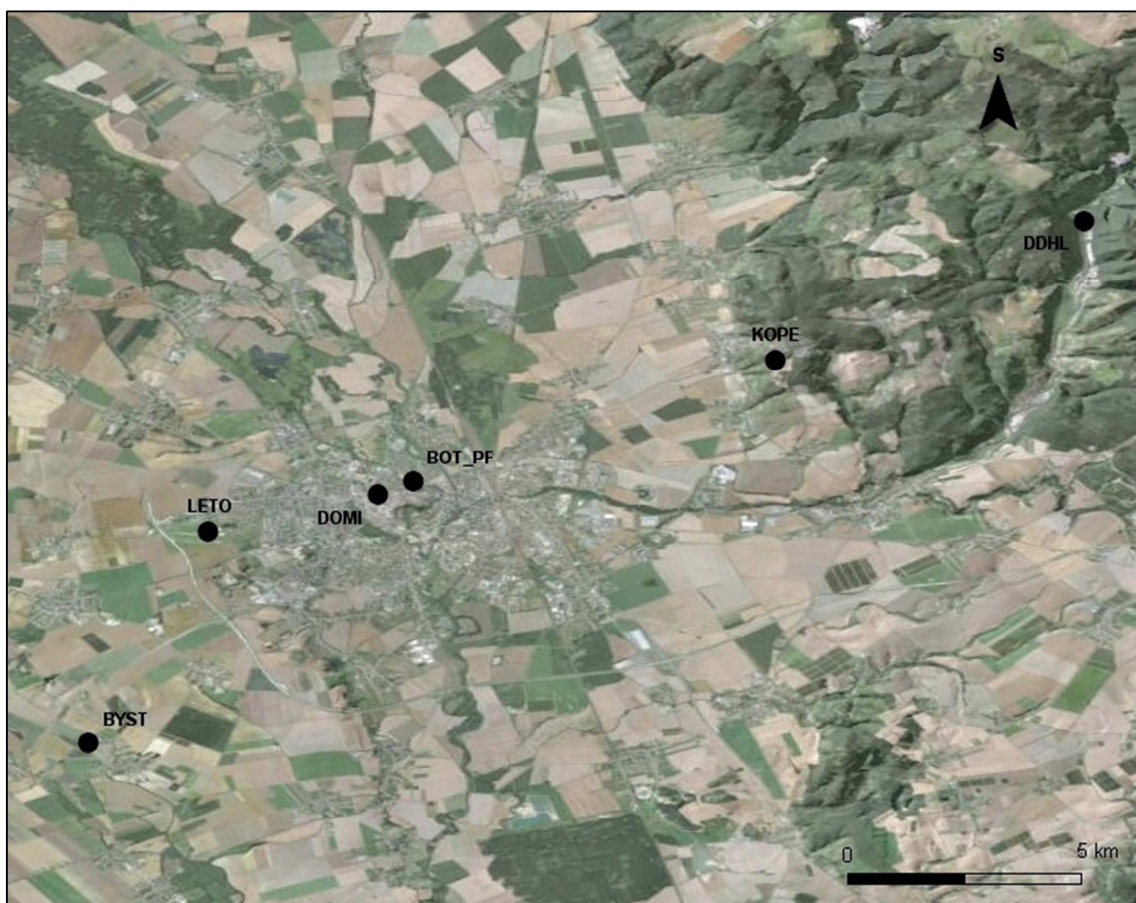
Údaje získané z těchto stanic byly z důvodu komplexnosti analýzy vlivů meteorologických faktorů na režim teploty půdy doplněny informacemi o sněhové pokrývce a režimu počasí ze stanice Olomouc-Holice (dále OL05), které poskytl Český hydrometeorologický ústav Ostrava (ČHMÚ). Ve výčtu meteorologických charakteristik sledovaného území jsou uvedeny také stanice OLKL a OL (popis lze najít v práci Vysoudil, Tomáš (2011)).

Jako doplňkový zdroj byly použity také výstupy termálního snímkování, které bylo provedeno se záměrem objasnit některé nesrovnalosti při měření teploty půdy. Termální snímky byly pořízeny 3. 2. 2012 termální kamerou typu Fluke Ti55 a následně zpracovány pomocí softwaru SmartView 2.1.

Popis staniční sítě

Prostorové rozmístění meteorologických stanic je graficky vyjádřeno na obr. 5.1.1. Oblasti znázorněné na obr. 5.1.1 je možno rozumět jako zájmovému území. Základní geografické charakteristiky stanic jsou uvedeny v tab. 5.1. Bezprostřední okolí meteorologických stanic

dokumentuje přiložená fotodokumentace (příloha 2). Další informace o všech stanicích patřících do sítě MESSO, lze najít na www.mestkeklima.upol.cz.



Obr. 5.1.1 Rozmístění sledovaných meteorologických stanic na území Olomouce a okolí
(zdroj: Národní geoportál INSPIRE; upraveno)

Stanice BOT_PF je umístěna v zahradách mezi historickým centrem Olomouce a panelovým sídlištěm. Její aktivní povrch tvoří pravidelně udržovaný trávník, přičemž v bezprostředním okolí se nacházejí záhony a ovocné stromy.

Stanice BYST je lokalizována v otevřeném terénu polí při venkovské zástavbě obce Bystročice (místní část Žerůvky). Aktivním povrchem je nepravidelně udržovaný trávník. V bezprostředním okolí rostou ovocné stromy.

Stanice DDHL je položena na dně údolí v jižní části Přírodního parku Údolí Bystřice, asi 1 km severně od místní části obce Hlubočky, Hlubočky-Dukla. Aktivní povrch tvoří pravidelně udržovaný trávník. Okolí stanice je ze severu, východu a západu uzavřeno zalesněnými údolními svahy (Lehnert 2010).

Stanice DOMI je situována do historické zástavby centra Olomouce. Aktivním povrchem je i přesto pravidelně udržovaný trávník. V bezprostředním okolí stanice se vyskytují okrasné dřeviny. Dvůr, na kterém je stanice umístěna, je ze všech stran obklopen zdmi kláštera.

Stanice KOPE se nachází v Olomouci-Svatém Kopečku, tedy v městské části, která není přímo spojena s kompaktní zástavbou města. Stanice je situována v mírně ukloněné části jihozápadně orientovaného svahu. Aktivní povrch tvoří pravidelně udržovaný trávník. V bezprostředním okolí se nacházejí vzrostlé ovocné stromy.

Stanice LETO je lokalizována do exponovaného rovinatého terénu letiště, nacházejícího se při okraji Olomouce. Aktivním povrchem je pravidelně udržovaný trávník, který po několika metrech na severu a severozápadě hraničí s asfaltovým povrchem.

Tab. 5.1 Poloha meteorologických stanic

Stanice	Poloha (s. z. š.)	Poloha (v. z. d.)	Nadmořská výška (m)	Umístění
BOT_PF	49° 36' 01''	17° 15' 27''	211	Rovina
BYST	49° 32' 33''	17° 11' 16''	218	Rovina
DDHL	49° 39' 36''	17° 24' 33''	307	Údolí
DOMI	49° 35' 49''	17° 15' 03''	220	Rovina
KOPE	49° 37' 39''	17° 20' 20''	362	Svah
LETO	49° 35' 29''	17° 12' 35''	258	Rovina
ENVE	49° 35' 30''	17° 15' 46''	230	Střecha

Zpracování meteorologických dat

Časové řady byly nejprve převedeny do formátu kompatibilního se softwarem Microsoft Office Excel 2007, ve kterém byly dále zpracovávány. Základní zpracování meteorologických dat proběhlo v souladu s metodami popsanými Noskem (1972). Například v případě chybějících dat o teplotě půdy při poruše stanice BYST 18. 2. 2010–21. 2. 2010 bylo postupováno takto:

$$x = x_{-3} + x_{-2} + x_{-1} + x_{+1} + x_{+2} + x_{+3} / 6,$$

kde x je den, pro který byla teplota půdy zjišťována. Validitu získaných dat zvyšovala absence dalších významnějších výpadků v měření teploty půdy.

V práci uváděné hodnoty denní maximální a minimální teploty půdy byly získány přímo z naměřených dat. Hodnoty denních amplitud teploty půdy byly vypočteny jako rozdíly mezi denní maximální a minimální teplotou půdy. Denní průměrné teploty půdy byly vypočteny jako aritmetický průměr všech hodnot naměřených v 10 minutových intervalech náležejících k danému dni. První pro konkrétní den započtená hodnota byla tedy naměřena v 0:10 hod. a poslední ve 24:00 hod. (všechna data v práci se přitom vztahují k středoevropskému času (GMT+1)). Průměrné denní teploty půdy pro daný měsíc (rok) byly vypočteny jako aritmetický průměr vztažných denních průměrných teplot. Analogicky byly vypočítány také průměrné maximální a minimální denní teploty pro daný měsíc (rok).

V případě doplňujícího zpracování dalších meteorologických prvků bylo postupováno následovně. Teploty vzduchu byly zpracovány stejným způsobem jako teploty půdy. Informace o průměrné intenzitě globálního záření pro danou hodinu (h_y) byly vypočteny jako aritmetický průměr aktuální intenzity globálního záření a intenzit globálního záření naměřených v pěti předcházejících periodách měření, tj.:

$$h_y = y + y_{-10 \text{ min.}} + y_{-20 \text{ min.}} + y_{-30 \text{ min.}} + y_{-40 \text{ min.}} + y_{-50 \text{ min.}} / 6.$$

Tento způsob výpočtu byl zvolen se záměrem minimalizovat vliv krátkodobých výkyvů intenzity globálního záření. Vzhledem k tomu, že je teplota půdy ovlivňována zářením, které již dopadlo na aktivní povrch (nemá tedy žádný vztah k tomu záření, které teprve dopadne), byly do uvedeného průměru započítávány pouze hodnoty vztahující se k časově předcházejícím okamžikům. Stanovení denních (měsíčních, ročních) průměrných hodnot globálního záření již korespondovalo s postupem uvedeným pro výpočet průměrné teploty půdy a vzduchu.

Srážkové úhrny byly počítány jako sumy všech hodnot naměřených v desetiminutových intervalech vztahujících se k dané hodině (resp. dni, měsíci).

Pomocí vlastního postupu byly se záměrem stanovit přibližný vliv teploty půdy na další šíření tepla v půdě v případě absence měření tepelné vodivosti vypočteny hodnoty, které jsou podkladem pro graf 8.1.5. Konkrétně, hodnoty denní amplitudy teploty půdy byly ve vybraných dnech s radičním rázem počasí děleny průměrnou intenzitou globálního záření pro daný den, a následně násobeny průměrnou hodnotou průměrné denní intenzity globálního záření všech analyzovaných dní (tj. vybraných dní s radičním rázem počasí).

Pokud byla do grafů uvedených v dalších kapitolách vložena spojnice trendů, jde, kromě grafu 8.1.2, vždy o lineární spojnici trendu. Pro graf 8.1.2 byla zvolena polynomická varianta spojnice trendů (s úmyslem vyjádřit hlavní trendy vývoje rozdílů průměrné denní teploty půdy dané stanice a průměru průměrných denních teplot všech stanic). Ke každé stanici byl přitom přiřazen polynom takového stupně, který odpovídal nejvyšší hodnotě spolehlivosti.

5.2 Rozbor půdy

Potřeba analyzovat půdu na jednotlivých stanicích vzešla ze záměru popsat vliv faktorů topoklimatu na režim teploty půdy. To by však vzhledem k heterogenitě sledovaných půd nebylo možno bez konkrétních znalostí vlivů struktury a stavu půdy na režim teploty půdy.

Půdní vzorky byly na sledovaných stanicích odebrány 13. 10. 2011 v dopoledních hodinách opakovaným vrtem do hloubky nejméně 20 cm (příloha 2).

Zrnitost

Určení poměrného zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí v příslušných půdních vzorcích proběhlo metodou plavení. Půdní vzorky byly nejprve zváženy na váze Radwag PS 750Y a následně za použití přístroje Fritsch Sieve shaker analysette 3 na mokro sítovány. Použita byla síta o hrubosti 2 mm, 1 mm, 500 µm, 250 µm, 125 µm, 63 µm, což umožnilo oddělit frakce štěrku od frakcí písku a frakce písku od frakcí prachu a jílu. Rozsítované frakce byly následně vysušeny a zváženy. Bylo přitom postupováno podle návrhu norem ISO Sářka, Materna (2004).

Obsah humusu

Stanovení organického uhlíku (následně humusu) v půdě bylo provedeno v souladu s normou TNV 75 7520 Jakost vod – Stanovení chemické spotřeby kyslíku dichromanem (za odborné asistence pracovníka PŘF UP). Z podsítové frakce každého půdního vzorku bylo do Erlenmayerovi baňky naváženo 0,5 g půdního substrátu, ke kterému bylo pipetou přidáno 10 ml $K_2Cr_2O_7$. Dále bylo válcem doplněno 20 ml koncentrované H_2SO_4 a 2 ml koncentrované H_3PO_4 . Po hodinovém odstavení byl roztok titrován Mohrovou solí, přičemž byla sledována její spotřeba při přechodu roztoku z lahvově zelené na hnědočervenou barvu. Spotřeba Mohrovy soli byla poté dosazena do následujícího vzorce, ze kterého byl spočítán obsah organického uhlíku O ,

$$O = \left(\frac{10 \text{ ml } K_2Cr_2O_7 - (f \cdot s) \cdot 0,3}{p} \right),$$

kde f je faktor Mohrovy soli, s spotřeba Mohrovy soli a p navážka půdy v gramech, přičemž faktor Mohrovy soli byl spočítán následovně:

$$O = \left(\frac{10 \text{ ml } K_2Cr_2O_7}{s} \right).$$

Reflektance

Reflektance půdních vzorků byla měřena pomocí spektrofotometru X-Rite SP 62 a zpracována v softwaru QA-Master1 pro spektrofotometr SP 62. Za odborné asistence pracovníka PŘF UP bylo snímáno viditelné spektrum záření odraženého od jednotlivých půdních vzorků. V textu je pak pod pojmem odrazivost (reflektance) půdního vzorku uváděn aritmetický průměr odrazivosti všech sledovaných vlnových délek. Nejedná se tak přímo o albedo,

které je Vysoudilem (2006) popisováno jako poměr odraženého záření od tělesa vůči dopadajícímu ve smyslu všech vlnových délek.

6. CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

6.1 Účelová geografická charakteristika

Území Olomouce a okolí přes svou relativně malou rozlohu zasahuje hned do dvou geomorfologických provincií. Konkrétněji, samotná Olomouc (nepočítaje městské části ležící mimo centrální kompaktní zástavbu města) a její jižní, západní, severní a severozápadní okolí (ve smyslu výše vymezeného území) náleží k provincii Západní Karpaty, soustavě Vněkarpatské sníženiny, podsoustavě Západní vněkarpatské sníženiny, celku Hornomoravský úval. Hornomoravský úval je východně od Olomouce lemován mírně členitější Přáslavickou pahorkatinou a severovýchodně od Olomouce příkrým zlomovým svahem Radíkovské vrchoviny. Právě Přáslavická pahorkatina a Radíkovská vrchovina již spadá pod provincii Česká vysočina, soustavu Krkonoško-jesenickou, podsoustavu Jesenickou a patří k celku Nízký Jeseník (Národní geoportál INSPIRE).

Dvě stanice (DDHL a LETO) leží v provincii Česká vysočina a čtyři v provincii Západní Karpaty (BOT_PF, BYST, DOMI, LETO). Lokalizace sledovaných meteorologických stanic podle příslušného geomorfologického podcelku a okrsku je uvedena v tab. 6.1.

Tab. 6.1 Geomorfologická lokalizace sledovaných meteorologických stanic

Stanice	Podcelek	Okrsek
BOT_PF	Středomoravská niva	–
BYST	Prostějovská pahorkatina	Křelovská pahorkatina
DDHL	Domašovská vrchovina	Jívovská vrchovina
DOMI	Prostějovská pahorkatina	Křelovská pahorkatina
KOPE	Domašovská vrchovina	Radíkovská vrchovina
LETO	Prostějovská pahorkatina	Křelovská pahorkatina

Středomoravskou nivu (stanice BOT_PF) lze popsat jako širokou náplavovou rovinu podél řeky Moravy o střední nadmořské výšce 206,1 m a o středním sklonu 0° 22', tvořenou spodním šterkopísčitým souvrstvím a svrchním souvrstvím písčitých hlín a hlinitých písků (Demek, Mackovčín 2006).

Křelovská pahorkatina (stanice BYST, DOMI, LETO) je nížinná pahorkatina, která se vyznačuje měkkým georeliéfem na neogenních a kvartérních sedimentech. Střední nadmořská výška dosahuje přibližně (údaje pro Prostějovskou pahorkatinu) 233 m, střední sklon 1° 16' (Demek, Mackovčín 2006).

Jívovská vrchovina (stanice DDHL) je tvořena převážně spodnokarbonskými břidlicemi a drobnými moravickými a hornobenešovskými vrstev. Vyznačuje se členitým povrchem s široce zaoblenými rozvodními hřbety a typickými mladými, hluboko zařezávajícími se údolími s příkrými svahy. Nejvyššími body jsou Jedová 633,2 m n. m. a Hraničný 636,7 m n. m. Jako střední sklon lze uvést hodnotu 5°14' (údaje pro Domašovskou vrchovinu) (Demek, Mackovčín 2006).

Radíkovská vrchovina (stanice KOPE) je plochá vrchovina tvořená spodnokarbonskými drobnými moravickými a hornobenešovskými vrstev. Charakterizuje ji členité území s mladými, hluboce zařezanými údolími. Nejvyšší bod Zdiměř dosahuje 443,5 m n. m. (Demek, Mackovčín 2006).

Atributy popsanych geomorfologických jednotek (sklon, nadmořská výška, geologické složení...) ovlivňují vlastnosti půd sledovaného území. V nivě řeky Moravy (okres Středomoravská niva) se mimo souvislou zástavbu Olomouce vyskytuje výhradně glejová fluvizem. Jižně od Olomouce převažuje pelická glejová fluvizem. Západně a jihozápadně (při Křelovské pahorkatině) převažuje luvická černozem s ostrůvky modální a černické černozemě. Černozemě jsou zde místy ohraničeny modální, oglejenou a oglejenou pelickou hnědozemí. Severovýchodně od Olomouce lemuje glejovou fluvizem nivy řeky Moravy fluvický glej a organozem, jihovýchodně potom arenická kambizem. Dále na východ směrem k hranici Hornomoravského úvalu s Radíkovskou vrchovinou a Příkladickou pahorkatinou převažuje modální hnědozem místy přecházející v modální šedozem nebo oglejenou hnědozem. V nivě řeky Bystřice se přibližně do vzdálenosti 300 m od koryta vyskytuje modální a glejová fluvizem, mění se proti toku řeky za obcí Hlubočky v modální glej. Dále na východ až severovýchod od hrany Hornomoravského úvalu, tedy v Příkladické a v Jívovské vrchovině, dominuje modální kambizem s enklávou luvického pseudogleje v okolí obce Lošov (Národní geoportál INSPIRE).

V městské krajině Olomouce převažuje urbánní antropozem (Národní geoportál INSPIRE). Při vlastním terénním průzkumu byly však rozpoznány i plošně rozsáhlejší fragmenty původních půd.

Osou sledovaného území je řeka Morava, která celou oblast odvodňuje. Morava jako řeka II. řádu ústí do Dunaje a patří tak k úmoří Černého moře. Za zmínku stojí i řeka Bystřice vlévající se do Moravy jako levostranný přítok v samotném centru Olomouce. Bystřice tvoří při středním toku hluboce zařezávající se údolí (na jehož dně leží meteorologická stanice DDHL). Samotná Morava naopak meandruje širokou nivou. Niva Moravy je díky zachovalým lužním lesům od Mohelnice po severoseverozápadní okraj Olomouce chráněna jako CHKO Litovelské Pomoraví.

CHKO Litovelské Pomoraví platí za jedinou velkoplošnou chráněnou oblast sledovaného území. Mezi maloplošnými chráněnými územími je významná například PR Plané loučky při

severoseverozápadním okraji Olomouce (součást CHKO) nebo PR Na skále (poblíž stanice BYST), která jako jediná v zájmovém území nesouvisí s Litovelským Pomoravím, potažmo mokřadními společenstvy (předmětem ochrany jsou zde dobře vyvinuté fragmenty kdysi rozsáhlého území subxerothermních travinobylinných a kořenových společenstvem na devonských vápencích) (Šafář 2003).

Z fyto geografického hlediska se Olomoucko nachází převážně v termofytiku fyto geografického okresu Haná s převahou zemědělských ploch. Přírozené a polopřírozené vegetaci dominují v nížinách porosty lužního lesa typu jilmových doubrav, v pahorkatinách dubohabřiny, případně kyselé doubravy. Pouze na severovýchodě sledované oblasti přechází termofytikum v mezefytikum. V údolí Bystřice vynikají suťové lesy typu klenových habřin a míšencových javořin. V Radíkovské a Jívovské pahorkatině převažují kulturní smrkové lesy (Šafář 2003).

Shrme-li krajinu Olomouce a okolí jako celek, jedná se o antropogenně silně přeměněnou nížinnou krajinu, jejíž mozaiku tvoří zejména městské prostředí Olomouce a okolních satelitů, rozsáhlé, zemědělsky intenzivně využívané pole s malými sídly převážně venkovského charakteru a fragmenty lužních lesů. Na severovýchodě sledovaného území má krajina zcela odlišný charakter. Nížinnou krajinu zde střídá řídké osídlená vrchovina s rozsáhlými porosty kulturních smrčů místy přecházejícími v původní listnaté lesy.

Samotné město Olomouc je se svými 100 233 obyvateli v současné době (2011) šesté největší v České republice (ČSÚ 2011). Vnitřní struktura Olomouce odráží její historickou pestrost a napříč městem jsou díky tomu dobře čitelné jednotlivé etapy jejího rozvoje. Pro popis morfologického vývoje města lze použít Matlovičovo členění městských zón, které na Olomouc aplikovali Ptáček, Fňukal, Sczyrba (2007). Toto členění se při drobných úpravách dá použít jako podklad pro teoretickou typologii městských klimatických zón v Olomouci na základě Okeho (2006) klasifikace městských klimatických zón. Jelikož má vnitřní struktura města významný vliv na formování městského klimatu, následuje stručný popis jednotlivých městských zón Olomouce:

Městské centrum – Historické budovy s centrálními náměstími a úzkými ulicemi na převážně středověkém půdorysu. V případě Olomouce je jeho vymezení vůči okolí z historických důvodů (opevnění města) obzvláště výrazné. Pro tento typ zástavby je typická vysoká hrubost povrchu a vysoký podíl zastavěné plochy.

Vnitřní město (stanice DOMI) je definováno jako zóna kompaktní zástavby v okolí historického jádra. V Olomouci je tato zóna ve větším rozsahu zformována pouze na východ od městského centra (Ptáček, Fňukal, Sczyrba 2007). V této variantě zástavby je možno počítat s mírně větší hrubostí povrchu než v prvním případě.

Vilové čtvrti (stanice BOT_PF), pro něž je typická systematická mřížovitá uliční síť a vlastní zahrada, hrají vzhledem k rozvolnění zástavby z klimatického hlediska důležitou roli (pro zjednodušení lze pro tento popis Olomouce ztotožnit vilové čtvrti s parky). Hrubost povrchu je nižší než v předchozích případech, stále však poměrně vysoká. Naopak podíl zastavěné plochy je významně nižší.

Sídliště jsou charakteristická poměrně hustou zástavbou vícepodlažních panelových jednotek oddělených většími či menšími plochami zeleně. V Olomouci jsou sídliště lokalizována převážně západně až jižně od centra města (Neředín, Nová Ulice, Povel), v menší míře i jinde (Ptáček, Fňukal, Sczyrba 2007). U sídlišť lze předpokládat vyšší podíl nezastavěné plochy než ve vnitřním městě, zároveň však nejméně stejně vysokou hrubost povrchu.

Periferní zóna (stanice KOPE) Olomouce je Ptáčkem, Fňukalem a Sczyrbou (2007) vymezena ve smyslu okrajových částí města s integrovanými obcemi, v nichž dominuje zemědělská výroba (potažmo lesy na severovýchodním okraji města v oblasti Svatého Kopečku). V periferní zóně je malý podíl zastavěných ploch a hrubost povrchu je téměř nezávislá na stavbách.

Pro potřeby této práce lze navíc vymezit „**Průmyslově-obslužnou zónu**“ (LETO) ve smyslu velkoplošných obchodních a průmyslových areálů v okrajových částech města (nákupní centra Haná, Olomouc City, Olympia, technologický park Šlechtitelů), ale také ve smyslu brownfieldů. Za brownfieldy v Olomouci platí zejména bývalé průmyslové areály v lokalitách Hodolany, Šantova a Wolkerova. V této zóně, vymezené na základě Okeho (2006) typologie, je hrubost povrchu většinou malá, často jen nevýrazně větší než ve volné krajině, avšak podíl zastavěných ploch je vysoký.

6.2 Klimatická charakteristika

Na základě Quittovi klasifikace zpracované pro období 1961–2001 spadá Olomouc a okolí převážně do klimatické podoblasti W2 (Květoň, Voženílek 2011). Ta je dle Quitta (1971) charakteristická dlouhým, teplým a suchým létem, velmi krátkým přechodným obdobím s teplým až mírně teplým jarem a mírně teplým až teplým podzimem, krátkou, mírně teplou, suchou až velmi suchou zimou s velmi krátkým trváním sněhové pokrývky. V klimatické podoblasti W2 se nachází sledované meteorologické stanice (BOT_PF, BYST, DOMI, LETO). Stanice DDHL a KOPE leží přibližně na rozmezí podoblastí W2 a MW7. Klimatická podoblast MW7 se přitom podle Quitta (1971) vyznačuje normálně dlouhým, mírným a mírně suchým létem, krátkým přechodným obdobím s mírným jarem a mírně teplým podzimem, normálně dlouhou, mírně teplou, suchou až mírně suchou zimou s krátkým trváním sněhové pokrývky.

Konkrétní hodnoty vybraných klimatických charakteristik Olomouce a okolí jsou uvedeny v tab. 6.2 sestavené pro účely této práce.

Tab. 6.2 Průměrné hodnoty vybraných meteorologických prvků, Olomouc a okolí

Stanice	Období	Prvek	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
OL	1946–2009	Tv_avg (°C)	-2,2	-0,4	3,6	9,2	14,3	17,4	19,0	18,4	14,3	9,0	3,9	-0,2	8,9
OL05	1961–1990	Tv_avg_min (°C)	0,2	3,0	8,2	14,3	19,6	22,5	24,2	19,9	19,9	14,1	6,5	1,9	13,2
OL05	1961–1990	Tv_avg_max (°C)	-5,5	-3,6	-0,5	3,2	7,7	10,8	12,2	11,8	8,8	4,6	0,8	-2,8	4,0
OL05	1961–1990	Tp _{os} _avg (°C)	-0,4	0,3	3,0	4,9	1,1	.
DDHL	2008	Tp_avg (°C)	13,9	19,5	20,3	19,8	15,1	10,8	7,9	3,2	.
OLKL	1876–2009	Rm_avg (mm)	26,9	23,7	28,8	38,4	62,0	73,4	83,3	71,9	47,7	43,1	39,0	31,7	570,1
OL	1946–2009	Rm_avg (mm)	25,1	23,5	27,7	35,6	64,6	73,9	79,1	65,5	44,1	37,5	39,7	31,0	547,3
OL05	1961–1990	Sr_t_avg (hod.)	39	66	113	166	216	214	229	217	159	119	46	33	1617

Zdroj: ČSÚ (2007); Květoň (2001); Lehnert (2010); Vysoudil, Tomáš (2011); upraveno

Slovy je možno doplnit, že nejnižší zaznamenaná teplota vzduchu $-31,0\text{ °C}$ byla na stanici OLKL naměřena 28. 1. 1942. Nejvyšší teplota vzduchu $36,7\text{ °C}$ byla na téže stanici zaznamenána 9. 7. 1882 a 15. 8. 1952 (Vysoudil, Tomáš 2011).

Uvedené sumy trvání slunečního svitu lze rozšířit o informaci týkající se průměrného ročního úhrnu globálního záření, který činí přibližně $3800\text{--}3900\text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$. Největší díl z uvedené hodnoty přitom připadá na červen, přibližně $560\text{--}580\text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, nejmenší naopak na prosinec, přibližně $70\text{--}80\text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ (Tolasz a kol. 2007).

Délka trvání sněhové pokrývky se na sledovaném území pohybuje od 40 dní v oblasti jižně od Olomouce (okolí stanice BYST) do 60 dní v oblasti severovýchodně od Olomouce (okolí stanic DDHL, KOPE) (Tolasz a kol. 2007).

Na stanici OL05 převládají severozápadní větry, často se vyskytují také západní a severní větry. Naopak vzácné jsou východní větry. Převládající směr větru je 338° , průměrná rychlost je $1,85\text{ m/s}^{-1}$ (Sobíšek 2000).

V tab. 6.2 nejsou uvedeny normály teploty půdy, jelikož jejich hodnoty nejsou doposud dostupné. Byly proto alespoň orientačně nahrazeny hodnotami ze stanice DDHL z roku 2008. Tato řada však není kompletní ani reprezentativní.

Na základě dlouhodobé teplotní prostorové analýzy zařadil Bedrna (1989) půdy v okolí Olomouce mezi promrzající. Dále, podle klasifikace teplotního režimu půd uvedené Bedrnou a Gašparovičem (1980), lze půdy v okolí Olomouce zařadit mezi mírně teplé a poměrně teplé. Pro tyto půdy jsou dle autorů mimo jiné charakteristické průměrné roční teploty půdy

v hloubce 20 cm v rozmezí 10,6 °C až 11,5 °C a hodnoty roční sumy teplot půdy v hloubce s průměrnou denní teplotou > 0 °C mezi 3250–3750.

7. REŽIM TEPLoty PŮDY V ROCE 2010

Cílem této kapitoly je popsat chod teploty půdy v jednotlivých měsících a identifikovat případné odlišnosti režimů teploty půdy jednotlivých stanic. Tato kapitola obsahuje především výsledky meteorologického měření zpracované formou přehledových tabulek, grafů srovnávajících chod průměrné denní teploty půdy mezi jednotlivými stanicemi a grafů sledujících vývoj průměrné, maximální a minimální teploty půdy dané stanice v příslušném měsíci. Grafy jsou doplněny stručným textem převážně popisného charakteru. Získané informace jsou podkladem pro následnou analýzu faktorů ovlivňujících režim teploty půdy v městské a příměstské krajině Olomouce.

7.1 Leden

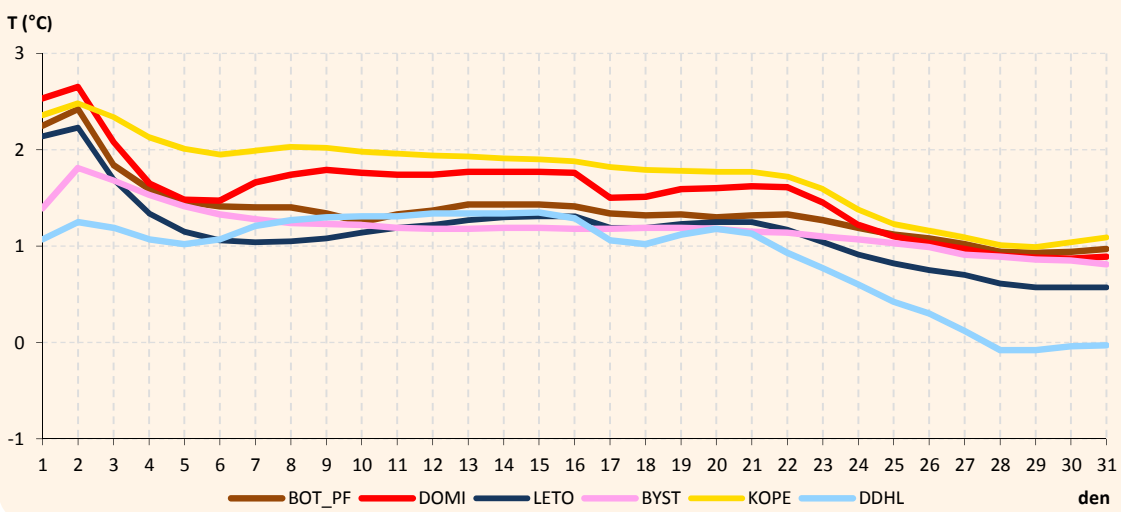
Průměrná denní teplota

První lednový den se netypicky vyznačoval mírným růstem teploty půdy. Teploty půdy se tak pohybovaly v rozmezí od 1,1 °C (DDHL) do 2,3 °C (DOMI). Od 2. 1. 2010 do 6. 1. 2010 nastal prudký pokles teploty půdy (NEc). Jak je patrné z grafu 6.1, snížení půdní teploty bylo nejvýraznější na stanicích LETO a DOMI (o 1,1 °C), nejméně výrazné pak na stanici DDHL (o 0,2 °C). Následný mírný nárůst teplot půdy 6. 1. 2010–8. 1. 2010 byl pozorovatelný zejména na stanicích DDHL a DOMI, naopak vůbec nenastal na stanici LETO. Hodnoty stanice LETO poté však jako jediné prokazatelně rostly mezi 9. 1. 2010–16. 1. 2010 (Ec, Ea). Zbylé stanice se v tomto období vyznačovaly stagnací až mírným poklesem půdní teploty.

Během druhé lednové dekády byl jediným významnějším výkyvem teploty půdy pokles trvající od 16. 1. 2010 do 18. 1. 2010 (prokazatelně zaznamenaný pouze na stanicích DDHL a DOMI).

Třetí lednová dekáda se vyznačovala plynulým poklesem půdních teplot na všech stanicích (Ea, SEa, NWc). Největší rozdíl mezi teplotami 20. 1. 2010 a 30. 1. 2010, tedy na počátku a konci teplotního poklesu, zaznamenala stanice DDHL (1,2 °C), nejmenší pak stanice BYST (0,3 °C). Nejnižší teploty půdy byly tedy naměřeny až na konci měsíce ledna, kdy na stanici DDHL klesla od 28. 1. 2010 průměrná denní teplota půdy pod 0 °C (graf 7.1.1).

Graf 7.1.1 Průměrná teplota půdy, Olomouc a okolí, leden 2010



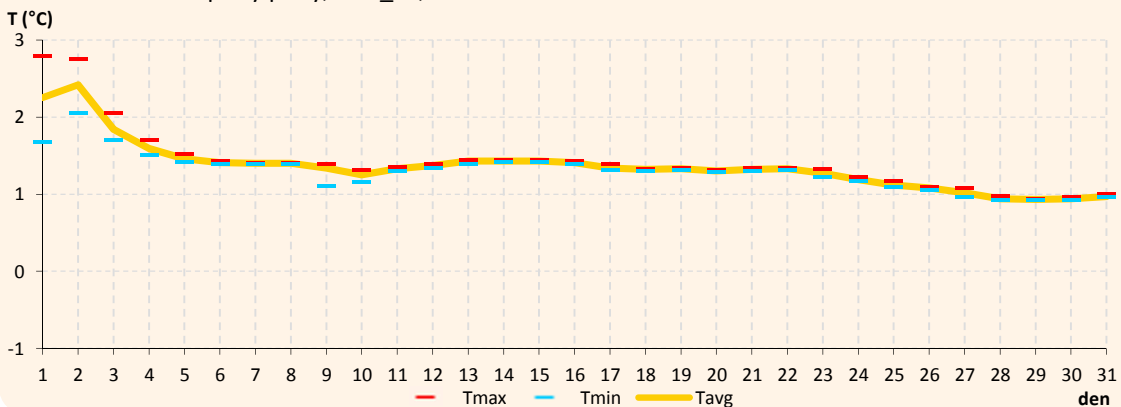
Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

Na stanici BOT_PF se hodnoty maximálních a minimálních teplot půdy významně lišily pouze počátkem měsíce (nejvíce 1. 1. 2010, kdy byl zjištěn rozdíl o 1,1 °C). Od 6. 7. 2010 se až na výjimky (zejména 9. 1. 2010) maximální a minimální teploty půdy téměř shodovaly s průměrnou teplotou (graf 7.1.2). Příčinou byla s velkou pravděpodobností sněhová pokrývka (viz kapitola 8).

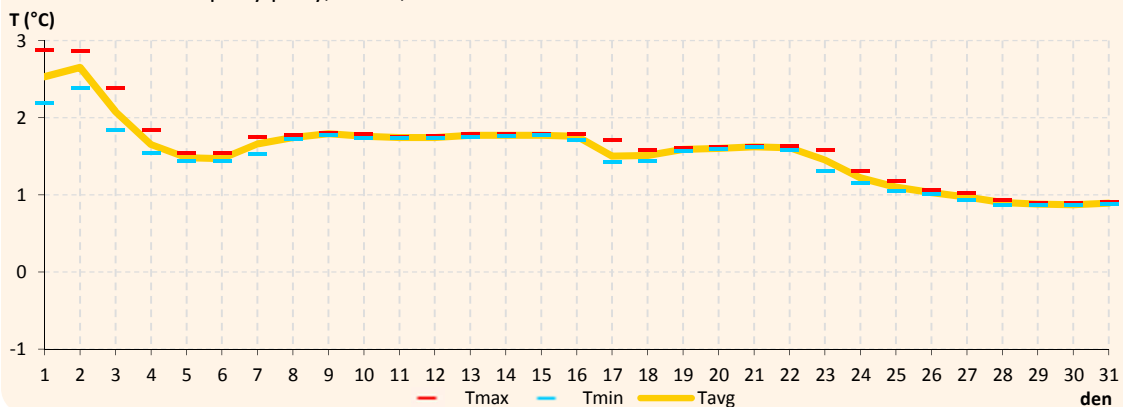
Na stanicích DOMI a LETO se maximální a minimální teploty půdy chovaly vzhledem k průměrným teplotám velmi podobně. Nejvyšší hodnota denní amplitudy teploty půdy byla u obou stanic zjištěna tentýž den, a to 1. 1. 2010 (0,7 °C). Dále se s výjimkou 17. 1. 2010 hodnoty těchto amplitud na obou stanicích blížily nule (graf 7.1.3 a 7.1.4).

Nejmenší denní amplitudy teploty půdy jevila stanice BYST (graf 7.1.5, tab. 7.1). Také hodnoty průměrné denní teploty půdy se zde v porovnání s ostatními stanicemi měnily nejméně (graf 7.1.1).

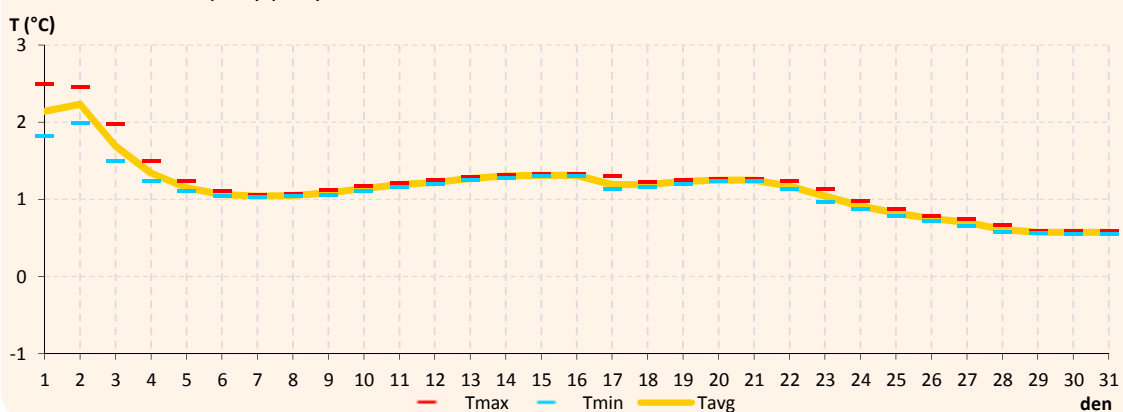
Graf 7.1.2 Chod teploty půdy, BOT_PF, leden 2010



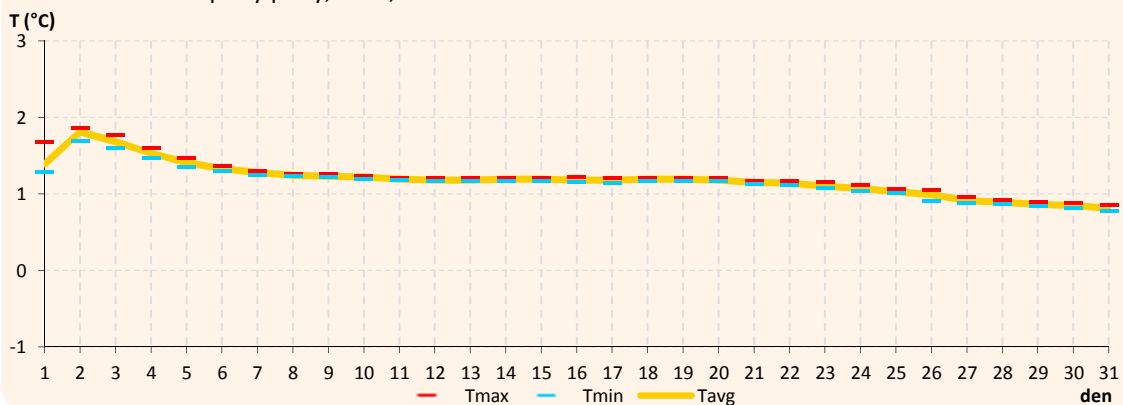
Graf 7.1.3 Chod teploty půdy, DOMI, leden 2010



Graf 7.1.4 Chod teploty půdy, LETO, leden 2010



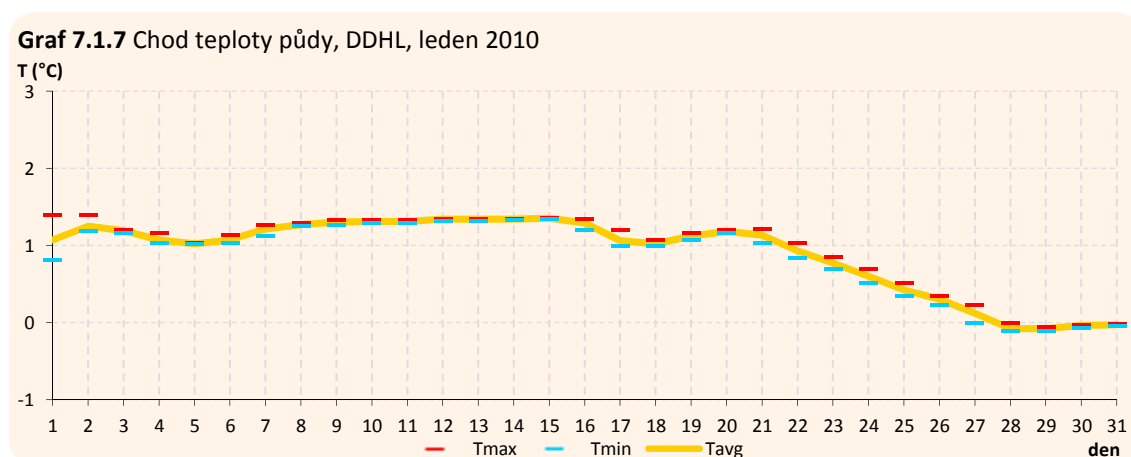
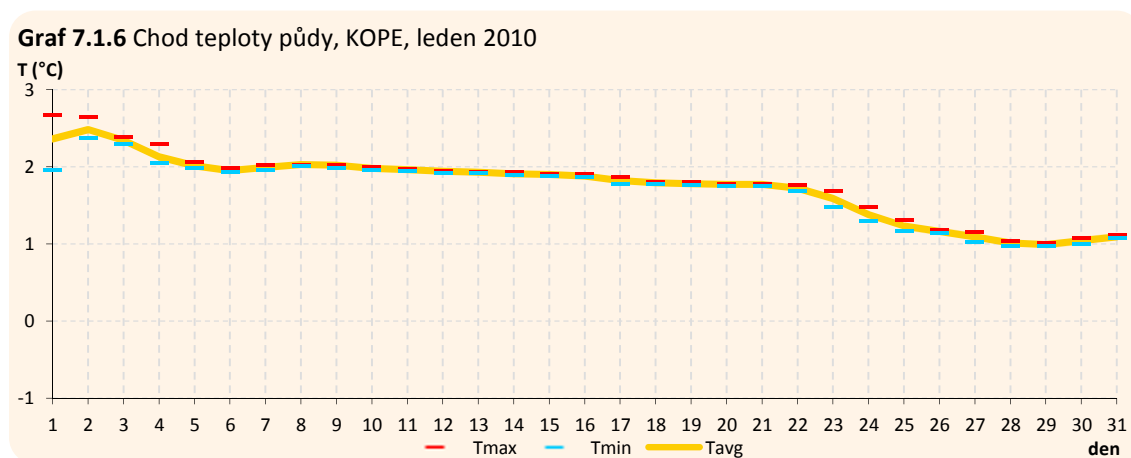
Graf 7.1.5 Chod teploty půdy, BYST, leden 2010



Na stanici KOPE byl sledován podobný vývoj hodnot maximálních a minimálních teplot půdy jako v případě stanic LETO a DOMI, pouze s tím rozdílem, že hodnoty denních amplitud teploty půdy zde byly v průměru ještě menší (největší rozdíl mezi maximální a minimální denní teplotou naměřený 1. 1. 2010 činil pouze 0,1 °C (graf 7.1.6)). Průměrná teplota půdy byla v porovnání se stanicemi LETO a DOMI rovněž vyrovnanější.

Ani na stanici DDHL nebyly pozorovatelné vyšší hodnoty denních amplitud teploty půdy. Můžeme zde však v průběhu poklesu teploty půdy mezi 20. 1. 2010 a 28. 1. 2010 nejzřetelněji sledovat, že při déle trvajícím ochlazování půdy se minimální teplota půdy předchozího dne

téměř rovnala maximální teplotě půdy dne následujícího (graf 7.1.7). To vypovídá o negativní energetické bilanci půdy v tomto období.



Souhrn

Tab. 7.1 Vybrané charakteristiky teploty půdy, Olomouc a okolí, leden 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	1,4	1,4	1,3	0,1	2,8	0,9
DOMI	1,6	1,6	1,5	0,1	2,9	0,9
LETO	1,1	1,2	1,1	0,1	2,5	0,6
BYST	1,2	1,2	1,1	0,1	1,9	0,8
KOPE	1,7	1,8	1,7	0,1	2,7	1,0
DDHL	0,9	1,0	0,9	0,1	1,4	-0,1
Avg	1,3	1,4	1,3	0,1	x	x

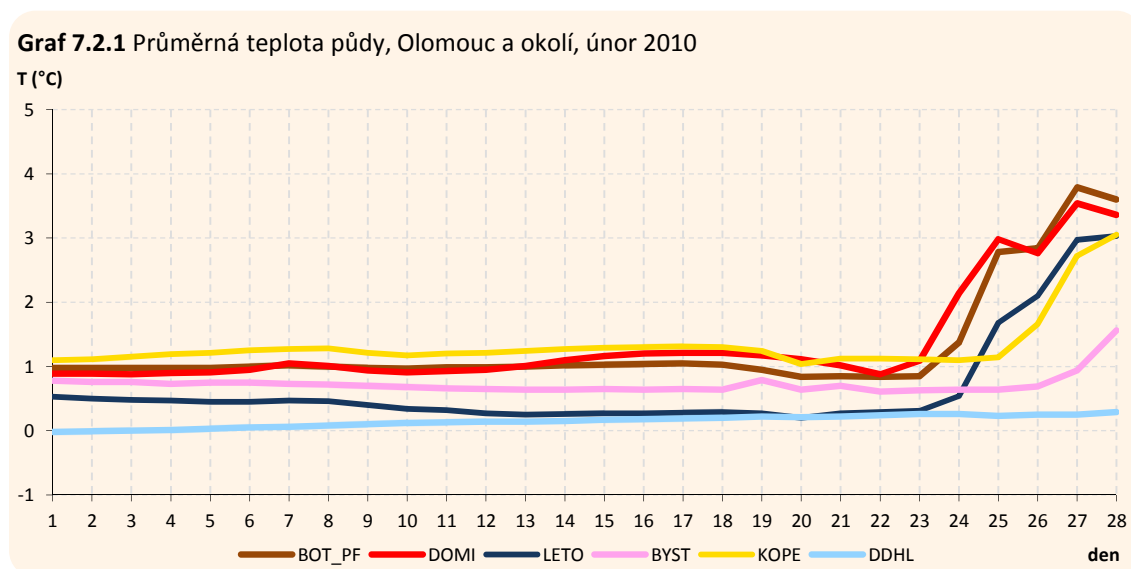
V průběhu ledna klesala teplota půdy na všech stanicích. Nejmenší pokles byl zaznamenán na stanici BYST, největší na stanici DDHL. Stanice DDHL po většinu měsíce rovněž vykazovala nejnižší průměrnou teplotu půdy. Naopak nejvyšší průměrné teploty vykázala

nejvýše položená stanice KOPE (tab. 7.1). Hodnoty denních amplitud teploty půdy byly až na první lednové dny na všech sledovaných stanicích minimální.

7.2 Únor

Průměrná denní teplota

V prvních dvou únorových dekádách se teploty půdy téměř neměnily (nejníže byly na stanici DDHL, a to okolo 0,1 °C, nejvýše na stanicích BOT_PF a DOMI, a to okolo 1,0 °C). Příčinou takto stabilních teplot mohla být pouze sněhová pokrývka. Sníh teploty půdy doslova „zakonzervoval“ na hodnotách z konce ledna. K tání sněhu došlo v důsledku výrazného oteplení vzduchu až ve třetí únorové dekádě (z Bp na SWC₂). Nejdříve sníh pravděpodobně roztál v okolí stanice DOMI, kde 22. 2. 2010 teploty půdy jako první prudce stouply. Den poté (23. 2. 2010) začala teplota půdy stoupat i na stanicích BOT_PF a LETO. Na stanici KOPE se tak stalo až 25. 2. 2010. Nejpozději, tj. 26. 2. 2010, stoupla půdní teplota na stanici BYST (graf 7.2.1). V období 22. 2. 2010–28. 2. 2010 přitom teplota půdy nejvíce vzrostla na stanici BOT_PF, a to o 2,8 °C. Na stanici DDHL nevzrostla naopak teplota půdy téměř vůbec. Sněhová pokrývka zde navzdory oteplení vzduchu setrvala patrně až do konce února. To lze vysvětlit polohou stanice, která se nachází na dně inverzního údolí.



Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

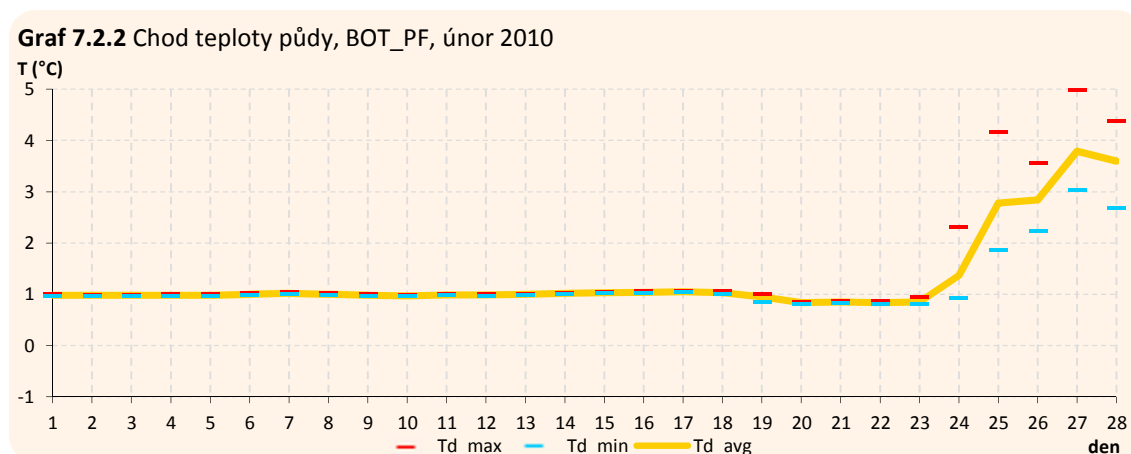
Na základě grafu 7.2.1 lze konstatovat, že vývoj průměrné teploty půdy byl v únoru na stanicích BOT_PF a DOMI téměř totožný. Totéž je možno říci i o maximálních a minimálních teplotách, je však nutno poznamenat, že po roztátí sněhové pokrývky byly hodnoty denních amplitud teploty půdy vyšší na stanici BOT_PF (až 2,3 °C), než na stanici DOMI (do 1,5 °C) (graf 7.2.2 a 7.2.3). V důsledku toho naměřila stanice BOT_PF absolutně maximální únorovou teplotu půdy sledovaného území, a to 5,0 °C (27. 2. 2010).

Jak již bylo uvedeno výše, na stanici LETO začal výraznější růst teploty půdy později (24. 2. 2010). Průměrné ani maximální denní teploty půdy tudíž do konce února nedosáhly obdobně vysokých hodnot jako na stanicích BOT_PF a DOMI. To však neplatilo pro hodnoty denních amplitud teploty půdy, které činily až 2,1 °C (25. 2. 2010), tedy více než na stanici DOMI (graf 7.2.3 a 7.2.4).

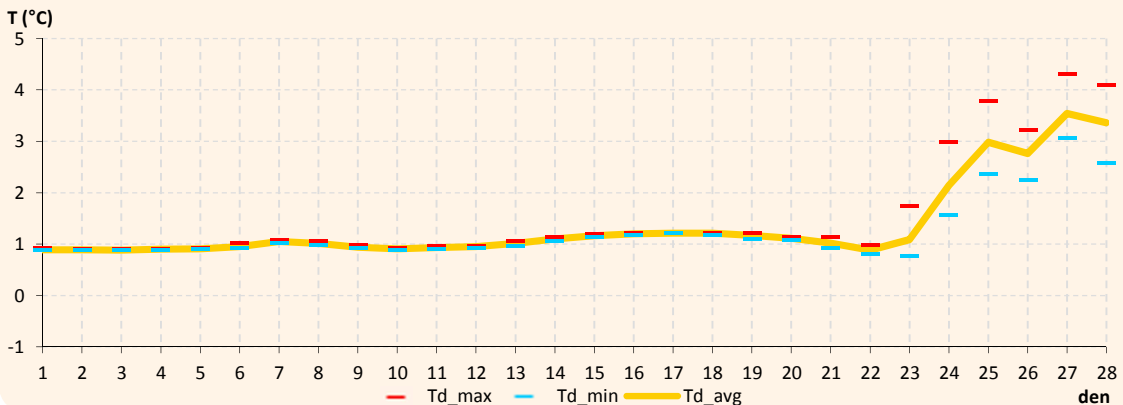
V případě stanice KOPE rostla teplota půdy výrazněji až od 25. 2. 2010. Jelikož zde byla teplota půdy pod sněhovou pokrývkou ustálena na vyšší hodnotě, dosáhla tato stanice ke konci února podobných hodnot jako stanice LETO (3,0 °C resp. 3,1 °C). Maximální a minimální teploty se však v případě stanice KOPE lišily výrazně méně (do 1,0 °C) (graf 7.2.4, 7.2.5).

Na stanici BYST byl nárůst teploty půdy (patrně vlivem setrvávající sněhové pokrývky) oddálen a projevil se až 26. 2. 2010. Na grafu 7.2.6 lze tedy sledovat pouze patu počínajícího růstu teploty půdy. Tomu odpovídaly i nízké hodnoty denních amplitud teploty půdy ($\leq 0,8$ °C).

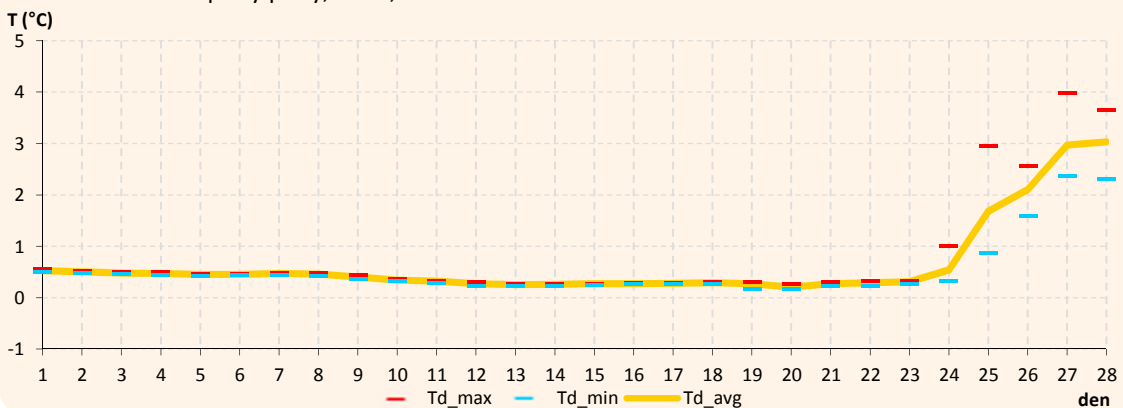
V případě všech předešlých stanic začala teplota půdy v třetí únorové dekádě dříve či později růst. Nestalo se tak však na stanici DDHL. Téměř s jistotou lze říci, že důvodem byla setrvávající sněhová pokrývka. Je totiž zřejmé, že pouze v důsledku její přítomnosti byly denní amplitudy teploty půdy téměř nulové. Zajímavým zjištěním je ovšem fakt, že v průběhu celého období, kdy byla stanice DDHL pokryta souvislou sněhovou vrstvou, zde teplota půdy nepatrně, ale plynule stoupala (graf 7.2.7.).



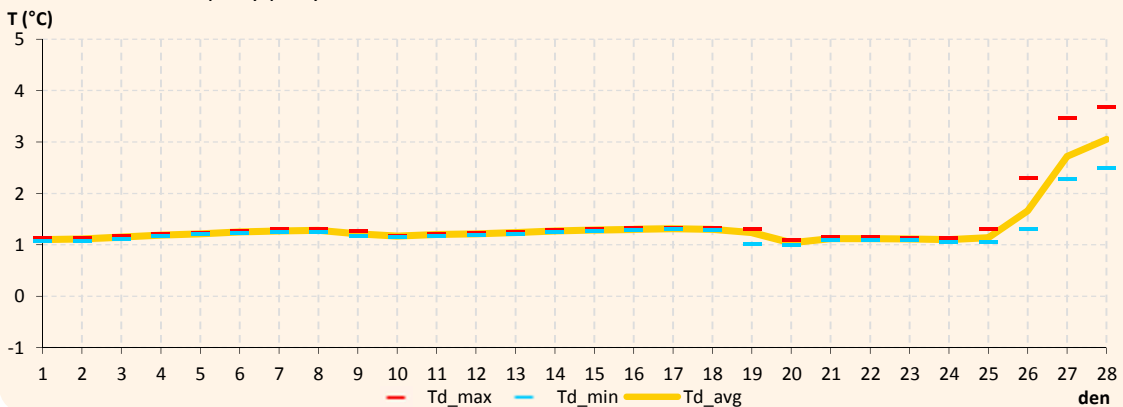
Graf 7.2.3 Chod teploty půdy, DOMI, únor 2010



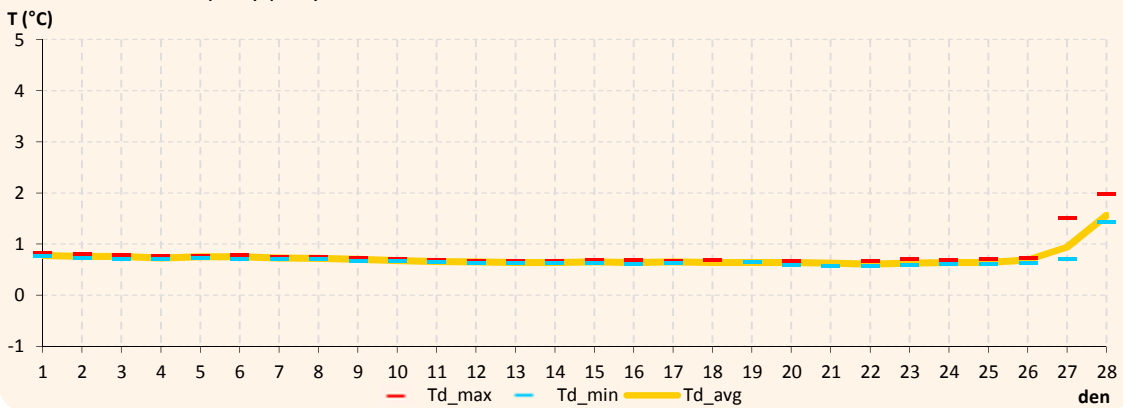
Graf 7.2.4 Chod teploty půdy, LETO, únor 2010

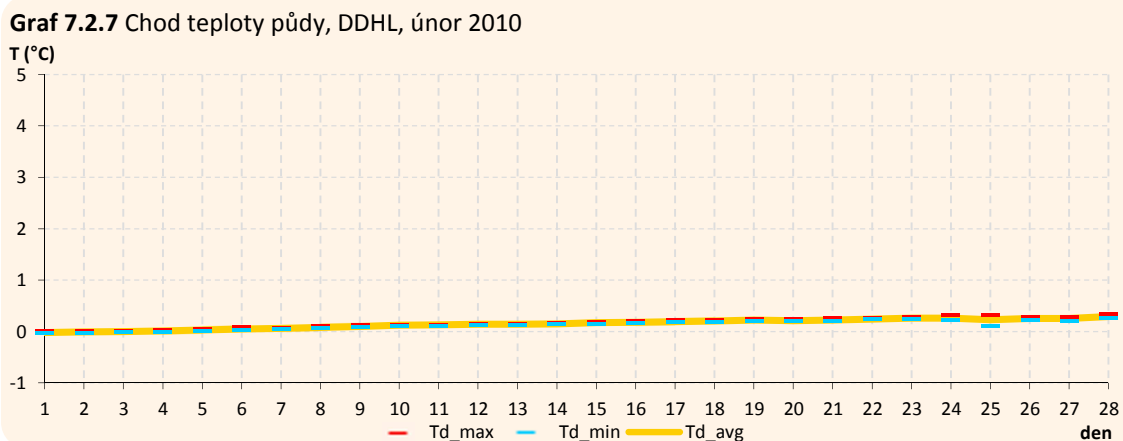


Graf 7.2.5 Chod teploty půdy, KOPE, únor 2010



Graf 7.2.6 Chod teploty půdy, BYST, únor 2010





Souhrn

Tab. 7.2 Vybrané charakteristiky teploty půdy, Olomouc a okolí, únor 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	1,3	1,5	1,2	0,3	5,0	0,8
BYST	0,7	2,0	0,6	0,2	2,0	0,6
DDHL	0,2	0,2	0,1	0,0	0,3	0,0
DOMI	1,4	1,5	1,2	0,3	4,3	0,8
KOPE	1,3	1,4	1,3	0,2	3,7	1,0
LETO	0,7	0,8	0,5	0,3	4,0	0,2
Avg	0,9	1,2	0,8	0,2	x	x

V únoru měla na chod teploty půdy rozhodující vliv sněhová pokrývka. Po jejím roztátí v třetí únorové dekádě teplota půdy prudce stoupala. Nestalo se tak pouze na stanici DDHL, kde sněhová pokrývka setrvala. Ze stejného důvodu nevykazovala stanice DDHL téměř žádné rozdíly mezi maximální a minimální denní teplotou půdy a zároveň byla v průměru nejchladnější stanicí. Naopak nejvyšší hodnoty denních amplitud teploty půdy vykazovala v průměru stanice DOMI, která rovněž byla stanicí s nejvyšší průměrnou teplotou půdy (tab. 7.2).

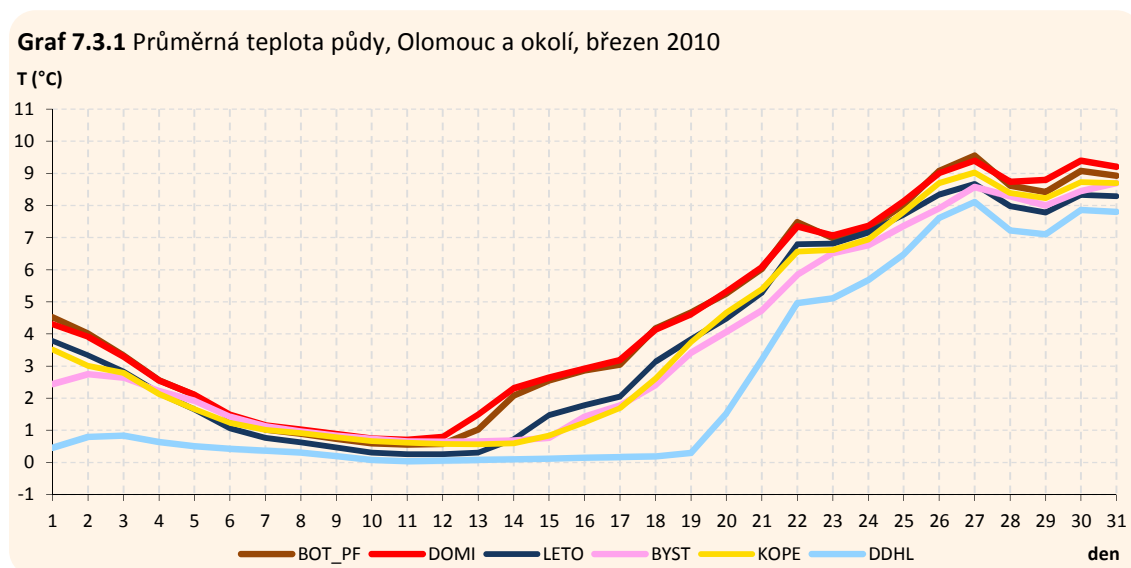
7.3 Březen

Průměrná denní teplota

Během prvních dvou březnových dekád bylo na sledovaném území možno odlišit dva režimy teploty půdy. Na stanici DDHL jako na jediné přetrvávala sněhová pokrývka od února až do konce druhé březnové dekády. Teplotní režim půdy na této stanici se tak podobal tomu únorovému. Na všech zbylých stanicích (BOT_PF, DOMI, LETO, BYST, KOPE) byl chod teploty půdy výraznější (graf 7.3.1). Přesněji řečeno, teplota půdy v průběhu první březnové dekády

klesala nejdříve strměji, od 6. 3. 2010 volněji, až se kolem 10. 3. 2010 krátce stabilizovala v rozmezí 0,2 °C až 0,8 °C. V těchto dnech byl výskyt sněhové pokrývky předpokládán na všech stanicích (přibližně 7. 3. 2010–12. 3. 2010 BOT_PF a DOMI, 7. 3. 2010–13. 3. 2010 LETO a 7. 3. 2010–15. 3. 2010 BYST a KOPE (Ec, Ea)). Data vyznačující konec trvání sněhové pokrývky na dané stanici zároveň značí začátek teplotního růstu trvajících do 27. 3. 2010.

Konec druhé a počátek třetí lednové dekády se tedy vyznačoval prudkým nárůstem teploty půdy, v jehož průběhu stoupla teplota půdy nejméně o 7,7 °C na stanici BYST a až o 8,1 °C na stanici BOT_PF. Jako poslední (19. 3. 2010) začala teplota půdy výrazně narůstat i na stanici DDHL. Ta se doposud svými teplotami od zbylých stanic značně lišila. V období nejprudšího teplotního růstu 19. 3. 2010–22. 3. 2010 se díky tomu půda na stanici DDHL oteplevala nejrychleji, průměrně o 1,2 °C/den.

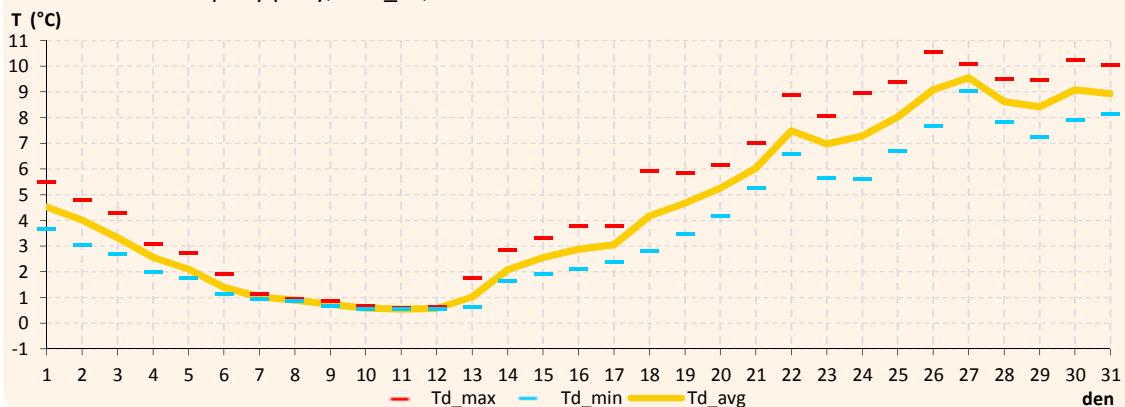


Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

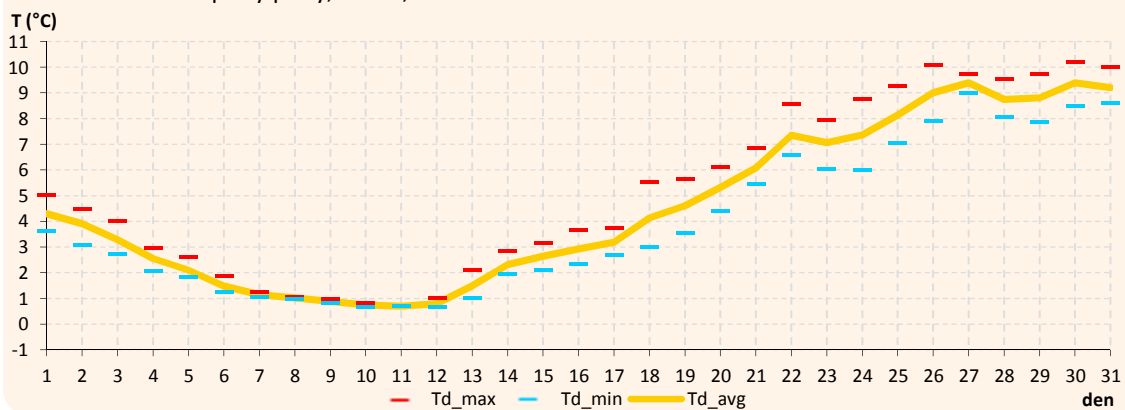
Na stanicích BOT_PF a DOMI byl chod teploty půdy podobný i co se denních amplitud teplot týče (graf 7.3.2 a 7.3.3). Stejně jako v únoru však platilo, že při teplotním růstu (v tomto případě v rozmezí 13. 3. 2010–27. 3. 2010) byly rozdíly maximálních a minimálních teplot půdy na stanici BOT_PF větší než na stanici DOMI (2,0 °C resp. 1,6 °C).

Na stanici LETO byla při zmíněném oteplení půdy zjištěna průměrná denní amplituda teploty půdy 1,5 °C. Maximální teploty půdy této stanice ovšem ve dnech vrcholícího oteplení půdy nedosáhly tak vysokých hodnot jako na stanicích BOT_PF a DOMI (graf 7.3.4). Z grafu 7.3.1 je patrné, že zde teplota půdy jevila větší setrvačnost, než na výše zmíněných stanicích. Přesněji řečeno, stoupala pozvolněji a nereagovala na krátkodobé změny počasí. To bylo zjevné například ve dnech 22. 3. 2010 a 23. 3. 2010.

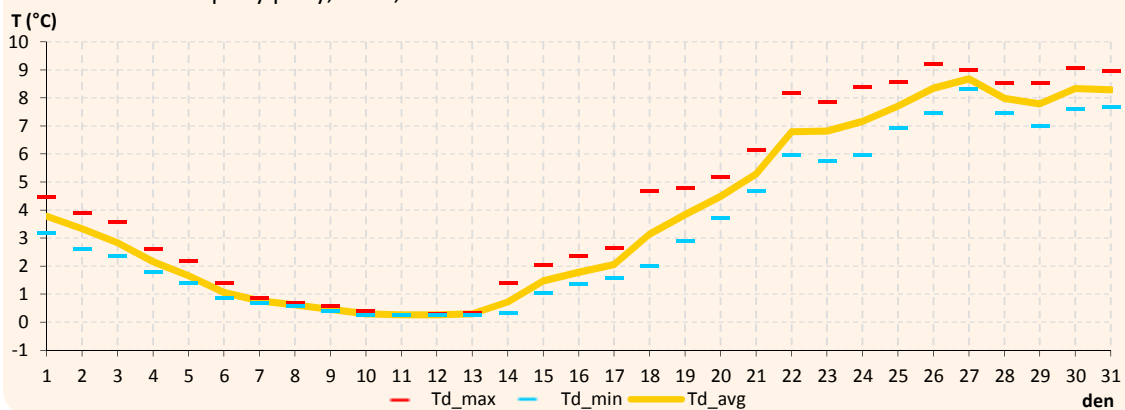
Graf 7.3.2 Chod teploty půdy, BOT_PF, březen 2010



Graf 7.3.3 Chod teploty půdy, DOMI, březen 2010



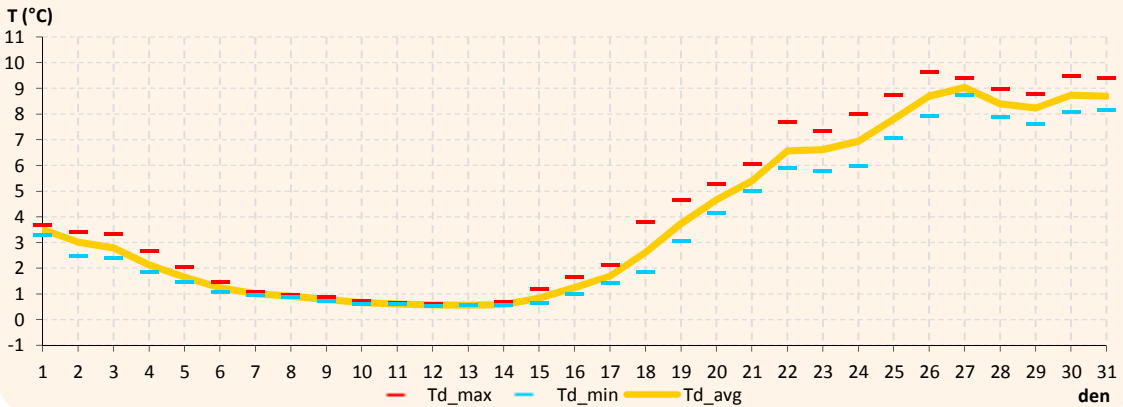
Graf 7.3.4 Chod teploty půdy, LETO, březen 2010



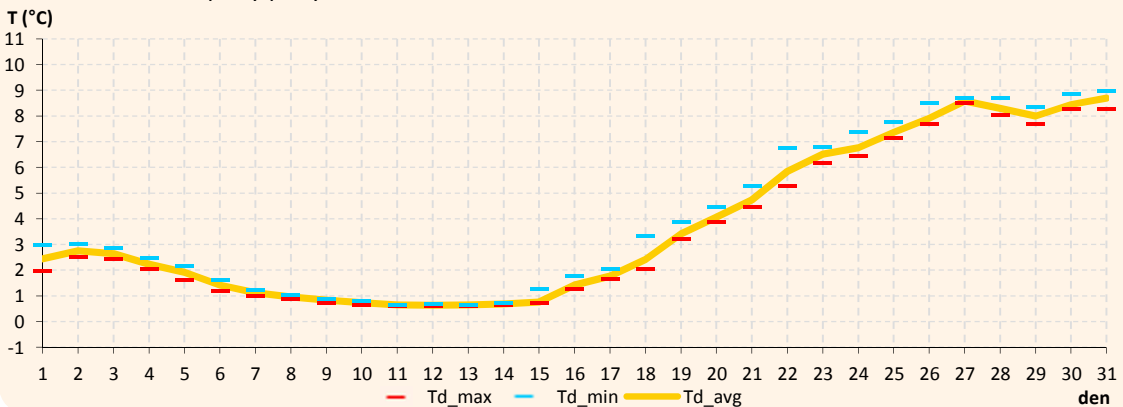
Na stanicích KOPE (graf 7.3.5) a BYST (graf 7.3.6) byl růst teploty půdy ještě plynulejší, s méně výraznými reakcemi na krátkodobé změny počasí a tedy i s nižšími denními amplitudami teploty půdy. Ty se při popisovaném teplotním růstu (trvajícím na obou stanicích shodně od 15. 3. 2010 do 27. 3. 2010) na stanici KOPE lišily v průměru o 1,3 °C, zatímco na stanici BYST pouze o 0,7 °C.

Jak bylo již zmíněno výše, na stanici DDHL setrvala sněhová pokrývka až do konce druhé březnové dekády, což mělo za následek to, že růst teploty půdy v tomto případě nastal až 20. 3. 2010. V průběhu tohoto teplotního růstu dosahovaly denní amplitudy teplot půdy v průměru 2,0 °C (graf 7.3.7). Takto vysoké hodnoty korespondovaly s velmi rychlým růstem teploty půdy směrem k 27. 3. 2010.

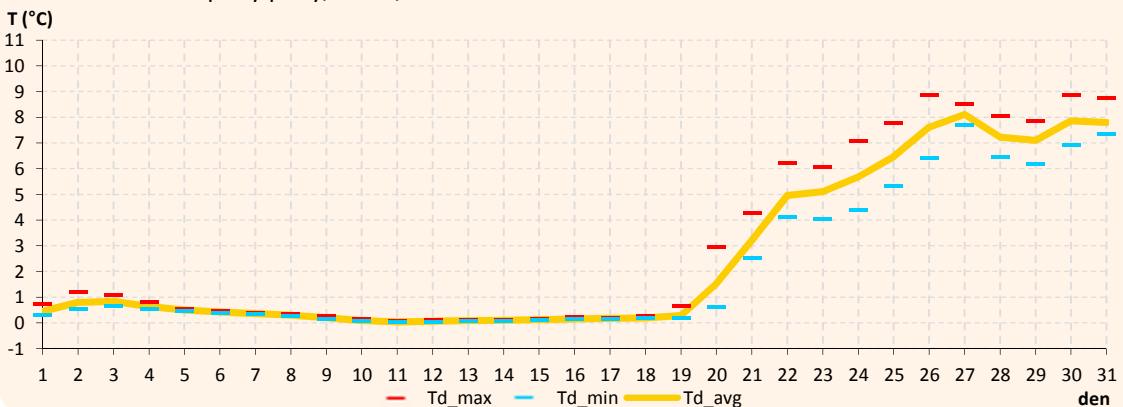
Graf 7.3.5 Chod teploty půdy, KOPE, březen 2010



Graf 7.3.6 Chod teploty půdy, BYST, březen 2010



Graf 7.3.7 Chod teploty půdy, DDHL, březen 2010



Souhrn

Tab. 7.3 Vybrané charakteristiky teploty půdy, Olomouc a okolí, březen 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	4,4	5,2	3,7	1,5	10,6	0,5
BYST	3,7	4,0	3,5	0,5	9,0	0,6
DDHL	2,5	3,0	2,1	1,3	8,9	0,0
DOMI	4,5	5,2	3,9	0,9	10,2	0,7
KOPE	3,9	4,3	3,5	0,9	9,6	0,5
LETO	3,8	4,4	3,3	1,1	9,2	0,2
Avg	3,8	4,4	3,3	1,0	x	x

Navzdory periodickému výskytu (trvalejšímu na stanici DDHL) sněhové pokrývky lze za hlavní charakteristiku chodu teploty půdy v březnu považovat prudký nárůst teploty půdy na přelomu druhé a třetí dekády. Teploty půdy přitom na sledovaných stanicích nevzrůstaly rovnoměrně. To se projevilo i na hodnotách denních amplitud teploty půdy, které se mezi jednotlivými stanicemi začaly výrazně lišit (tab. 7.3).

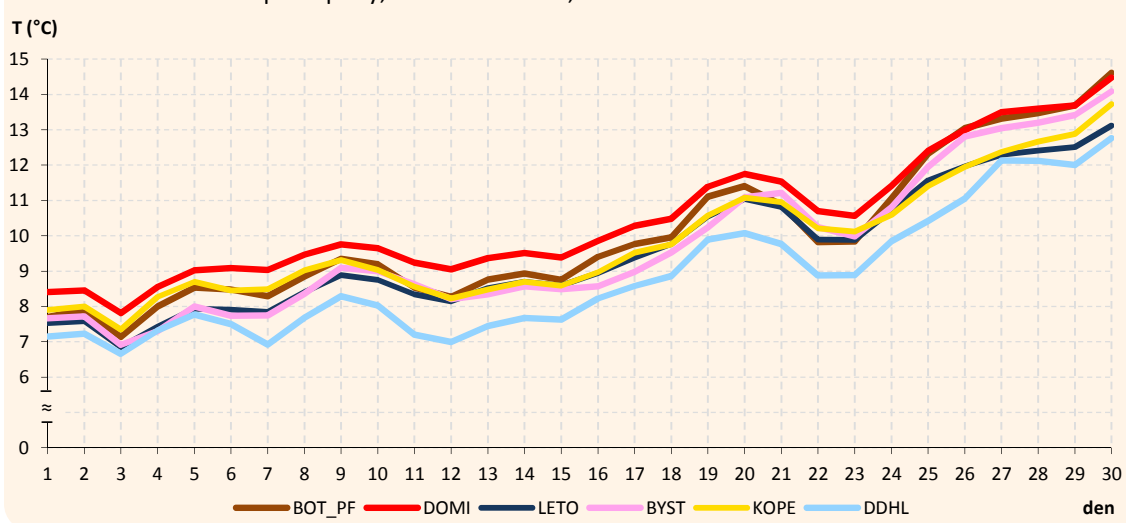
7.4 Duben

Průměrná denní teplota

Teplota půdy v dubnu vzrostla na všech stanicích (graf 7.4.1). Největší teplotní růst přitom nastal v třetí dubnové dekádě (přesněji od 23. 4. 2010 do 30. 4. 2010). V důsledku pro duben typicky často střídajících se povětrnostních situací (viz příloha 1) bylo u všech stanic možno sledovat časté odchýlení se hodnot teploty půdy od celkového trendu v podobě zpomalení teplotního růstu až po dočasný pokles půdních teplot. Nejvíce patrné to bylo 2. 4. 2010–3. 4. 2010 (SWC₁–Ap₁) a 20. 4. 2010–23. 4. 2010 (NWC–Ap₃).

Jako nejchladnější se i v dubnu ukázala půda stanice DDHL, jako nejteplejší potom půda stanice DOMI. Při zmíněném teplotním růstu 23. 4. 2010–30. 4. 2010 teploty půdy nejrychleji rostly na stanici BOT_PF (0,6 °C/den), nejpomaleji na stanici LETO (0,4 °C/den). Příčinu lze pravděpodobně hledat ve vlastnostech půdy (kapitola 8). V důsledku toho půda stanice BOT_PF dosáhla 30. 4. 2010 absolutně nejvyšší dubnové průměrné denní teploty (14,6 °C).

Graf 7.4.1 Průměrná teplota půdy, Olomouc a okolí, duben 2010



Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

Při srovnání obou městských stanic, tedy stanic BOT_PF a DOMI, můžeme analogicky jako v předcházejících měsících sledovat velmi podobný chod průměrné teploty půdy, kdy byly kromě konce dubna průměrné teploty půdy vyšší na stanici DOMI. Zaznamenání absolutně nejvyšší dubnové teploty půdy 16,6 °C (30. 4. 2010) stanicí BOT_PF nebylo náhodné – denní amplitudy teploty půdy zde totiž byly i v dubnu v průměru nejvyšší (2,6 °C).

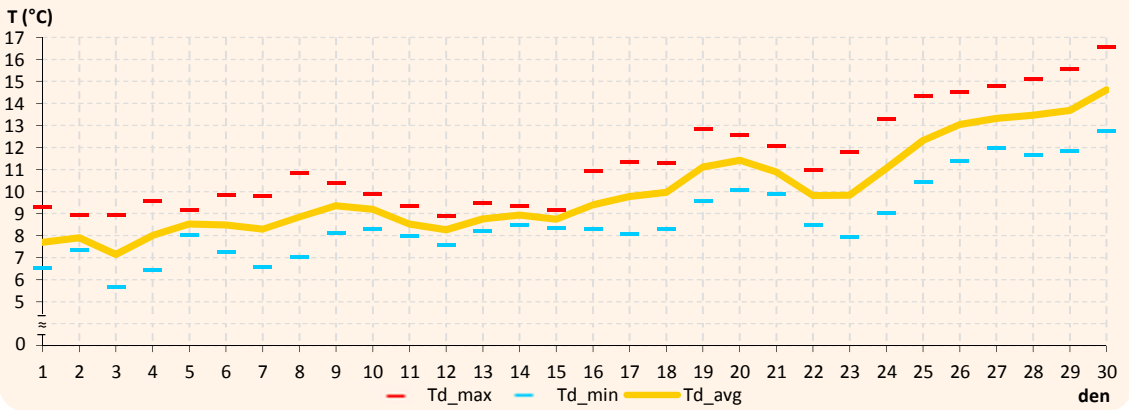
Stanice LETO a KOPE byly ve srovnání s výše zmíněnými stanicemi BOT_PF a DOMI chladnější a zároveň vykazovaly nižší průměrné denní amplitudy půdních teplot (graf 7.4.2–7.4.5, tab. 7.4).

Jak bylo uvedeno výše, na stanici DDHL dosahovala průměrná denní teplota půdy i v dubnu (tj. již bez vlivu sněhové pokrývky) nižších hodnot, než na zbylých stanicích (graf 7.4.1). Největší teplotní rozdíl mezi touto stanicí a stanicemi ostatními připadal nikoliv na začátek či konec měsíce (jak by se dalo předpokládat, kdyby opodstatněním rozdílu byly vlastnosti půdy), ale do jeho druhé dekády. Tyto nižší hodnoty teploty půdy nespočívaly ve vlastnostech půdy což dokládají i průměrné dubnové denní amplitudy teplot stanice DDHL (1,8 °C), které jsou vzhledem k ostatním stanicím průměrné. Rovněž při srovnání grafu 7.4.6 s grafy 7.4.2–7.4.5 lze sledovat podobný chod maximálních a minimálních teplot jako na výše popsaných stanicích. Nižší průměrná teplota půdy na stanici DDHL byla tedy v dubnu pravděpodobně determinována topoklimatickými faktory, jako například častými inverzemi, které v této lokalitě sledoval již Vysoudil (2007), viz kapitola 8.

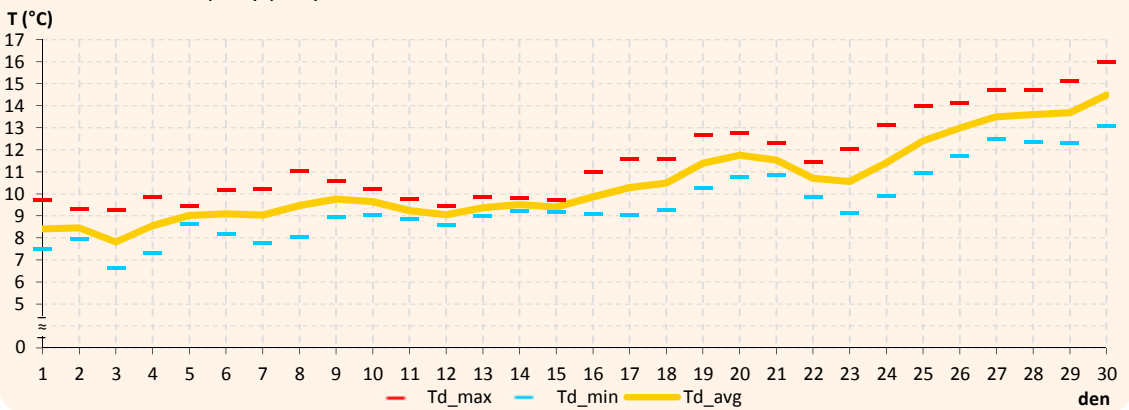
Průměrná teplota půdy na stanici BYST se vzhledem k ostatním sledovaným stanicím nikterak nevymykala. Nicméně denní amplitudy teplot půdy zde byly ve srovnání se zbylými

stanicemi v průměru výrazně menší (0,8 °C) (graf 7.4.7). Příčinou mohly být vlastnosti půdy, což však neodpovídá poměrně rychlému růstu teplot půdy v třetí dubnové dekádě. Možné vysvětlení nabízí přítomnost vyššího trávníku (viz kapitola 8).

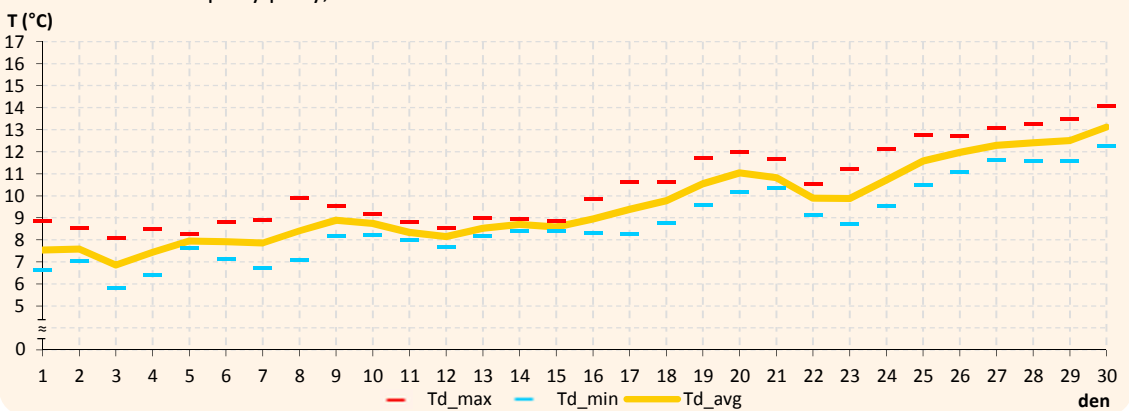
Graf 7.4.2 Chod teploty půdy, BOT_PF, duben 2010

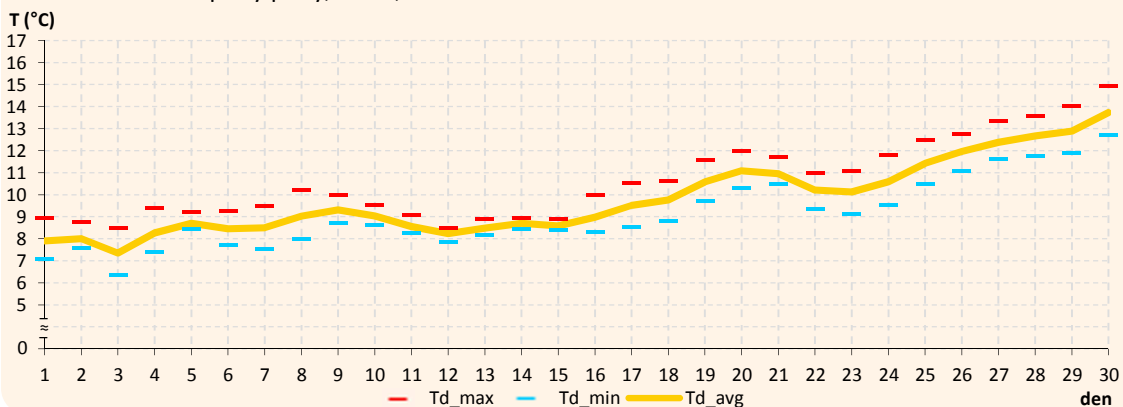
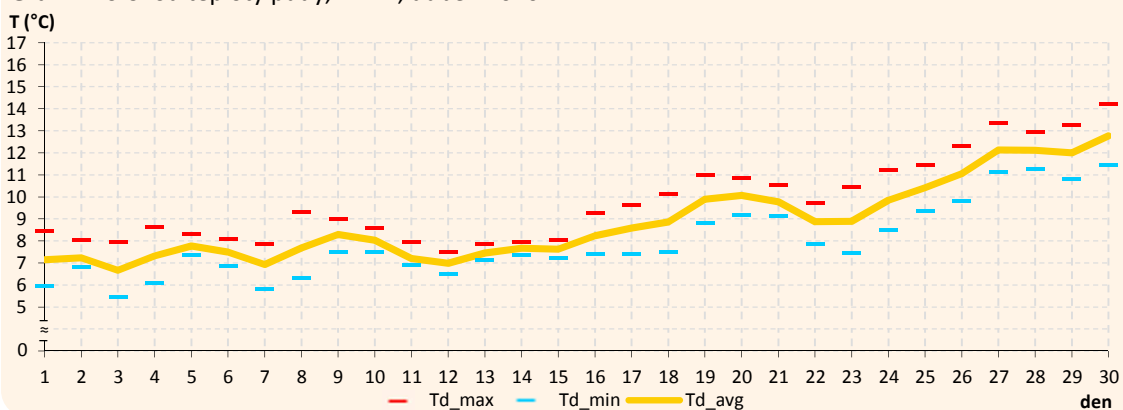
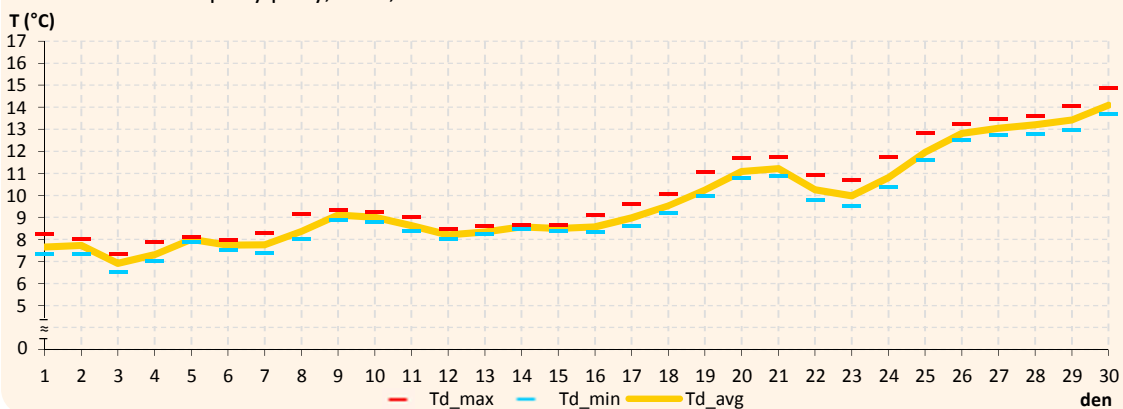


Graf 7.4.3 Chod teploty půdy, DOMI, duben 2010



Graf 7.4.4 Chod teploty půdy, LETO duben 2010



Graf 7.4.5 Chod teploty půdy, KOPE, duben 2010**Graf 7.4.6** Chod teploty půdy, DDHL, duben 2010**Graf 7.4.7** Chod teploty půdy, BYST, duben 2010

Souhrn

V dubnu byl typický nerovnoměrný růst půdních teplot. Teploty půdy již neovlivňovala sněhová pokrývka, a tak byl teplotní režim stanic v porovnání jednotnější. Nejchladnější byla opět půda stanice DDHL, nejteplejší půda stanice DOMI. Mnohem více se naopak začaly projevovat disparity tepelných vlastností jednotlivých půd. To se projevilo zejména v chodu maximálních a minimálních teplot.

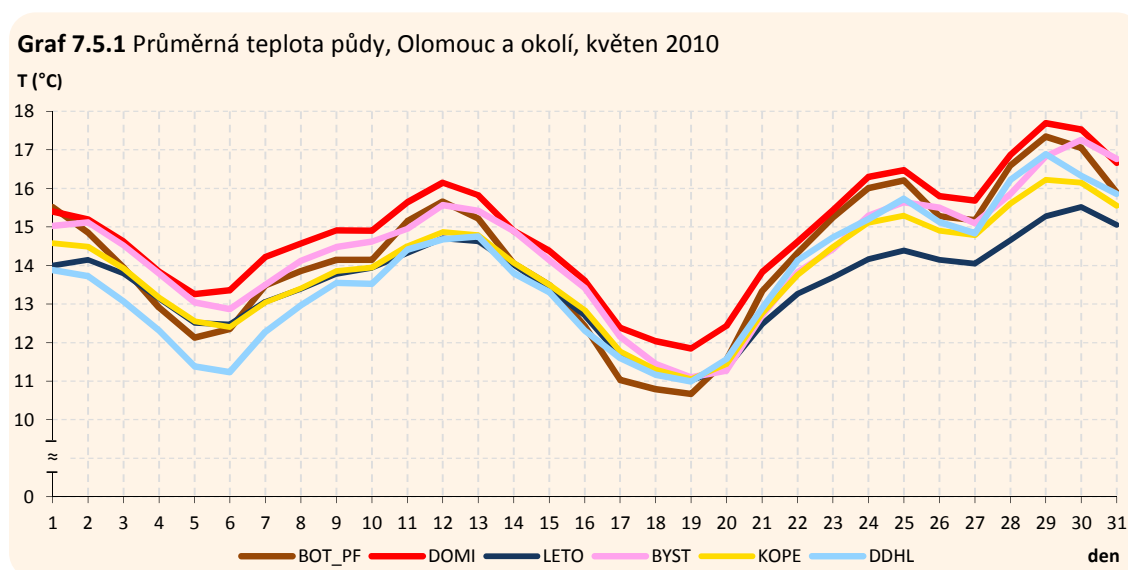
Tab. 7.4 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, duben 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	10,0	11,4	8,7	2,6	16,6	5,7
BYST	9,7	10,2	9,4	0,8	14,9	6,5
DDHL	8,8	9,8	7,9	1,8	14,2	5,5
DOMI	10,5	11,5	9,5	1,9	16,0	6,7
KOPE	9,8	10,6	9,1	1,5	14,9	6,3
LETO	9,5	10,4	8,8	1,6	14,1	5,8
Avg	9,7	10,7	8,9	1,7	x	x

7.5 Květen

Průměrná denní teplota

Tendence růstu půdních teplot nebyla v květnu tak výrazná jako v dubnu. Příčinou byla dvě výrazná ochlazení teploty půdy (2. 5. 2010–5. 5. 2010 (B) a 12. 5. 2010–19. 5. 2010 (NEc)). Dá se říci, že se jednalo o tzv. „ledové muže“ s dvěma teplotními minimy. Vliv této teplotní singularity na teplotu půdy v roce 2008 v blízkém Přírodním parku Údolí Bystřice popsal i Lehnert (2010).



Z grafu 7.5.1 je patrné, že ač na konci dubna a začátku května (30. 4. 2010–1. 5. 2010) převýšily průměrné teploty půdy stanice BOT_PF průměrné teploty půdy stanice DOMI, byly průměrné teploty půdy v naprosté většině květnových dní nejvyšší opět na stanici DOMI. Proměnlivá byla v květnu pozice nejchladnější stanice. V první dekádě se jako nejchladnější jevila půda stanice DDHL. To se ale změnilo při poklesu půdních teplot v druhé dekádě, na jejímž konci byla nejchladnější půda stanice BOT_PF. Při následném oteplování půdy na

počátku třetí dekády byly 20. 5. 2010 nejnižší průměrné hodnoty zjištěny na stanicích BYST a LETO, přičemž půda stanice LETO byla poté nejchladnější i po celou třetí květnovou dekádu.

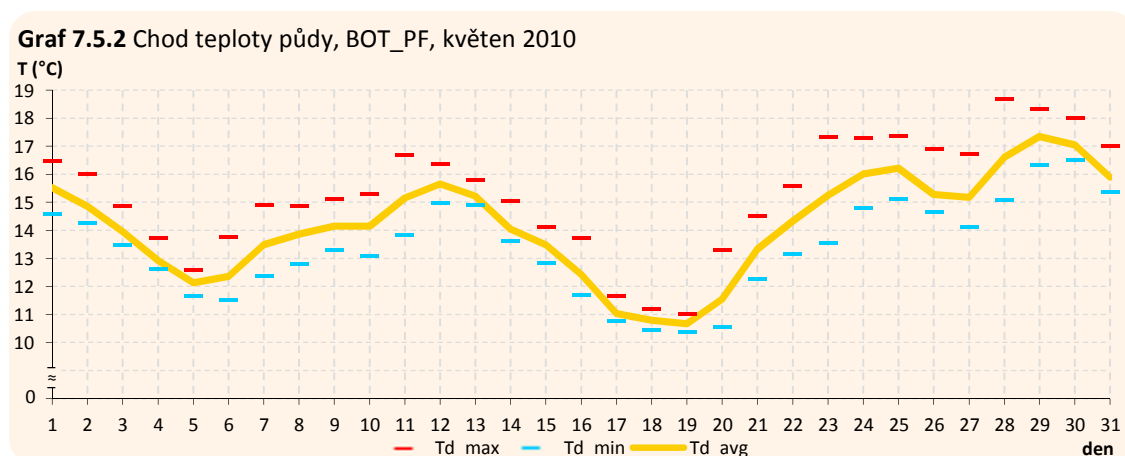
Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

Z grafu 7.5.1 je patrné, že průměrná teplota půdy stanice BOT_PF patřila v květnu, v porovnání s jednotlivými stanicemi, střídavě mezi nejvyšší i nejnižší. Bylo zde tedy možno zároveň naměřit absolutně maximální i absolutně minimální květnovou teplotu půdy v zájmovém území (18,7 °C (28. 5. 2010) resp. 11,0 °C (19. 5. 2010)). Průměrné denní amplitudy teploty půdy na stanici BOT_PF byly poté nejvyšší (2,0 °C). S tím souvisel také rychlejší růst a pokles teplot půdy této stanice při ochlazení, respektive oteplení půdy (graf 7.5.1). Pro srovnání, denní amplitudy teploty půdy na blízké stanici DOMI nebyly v průměru tak vysoké (1,5 °C) a změny průměrných denních teplot půdy nebyly tak výrazné (graf 7.5.1–7.5.3).

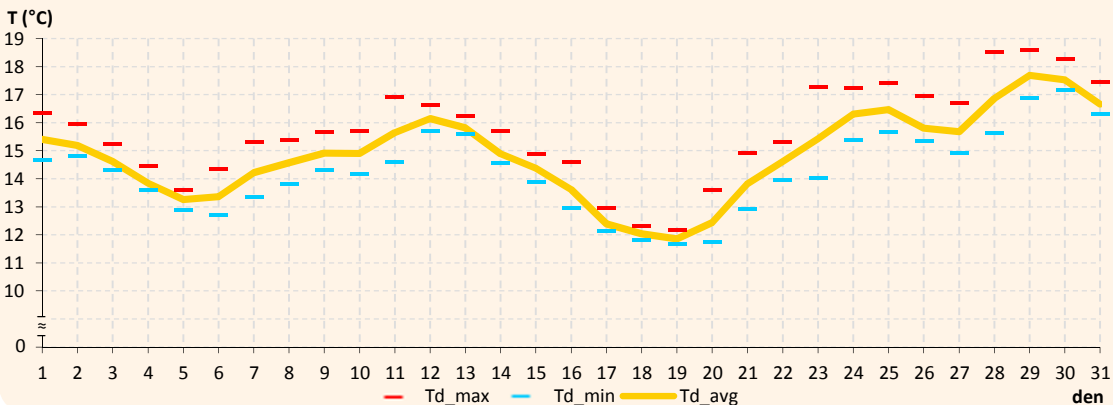
Stanice DDHL vykazovala v květnu v průměru stejné denní amplitudy teploty půdy jako stanice DOMI, tedy 1,5 °C. Hodnoty maximálních a minimálních teplot zde však byly znatelně nižší (graf 7.5.3 a 7.5.4).

Za poměrně překvapivé lze považovat, že na stanicích položených v otevřeném terénu (LETO, BYST), a dokonce i na stanici KOPE nacházející se ve svahu, byly zjištěny menší průměrné denní amplitudy teplot půdy (KOPE 1,0 °C, LETO 0,8 °C, BYST 0,7 °C), než na stanicích DOMI a BOT_PF, nacházejících se ve městě, a rovněž na stanici DDHL, ležící na dně údolí (graf 7.5.2–7.5.7).

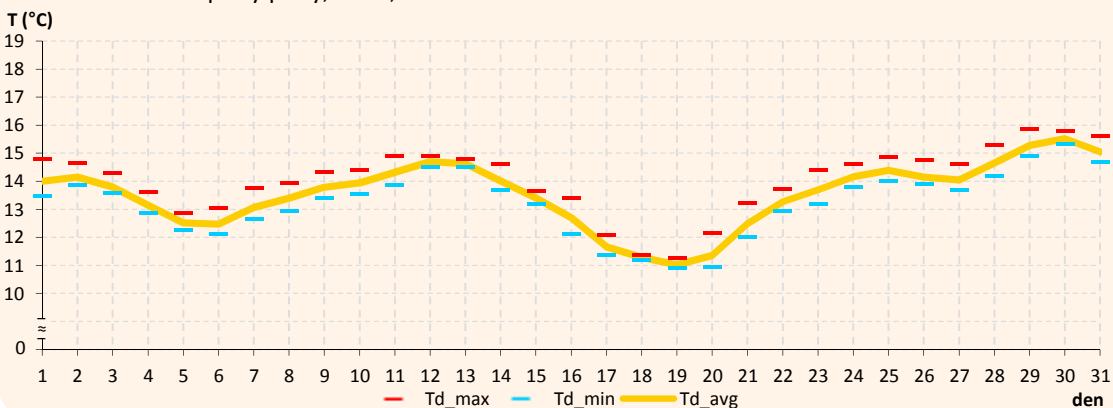
Nízké denní amplitudy těchto stanic jsou zajímavé také z toho důvodu, že v květnu byly zjištěny relativně nízké, resp. vysoké průměrné teploty půdy na stanici LETO resp. BYST.



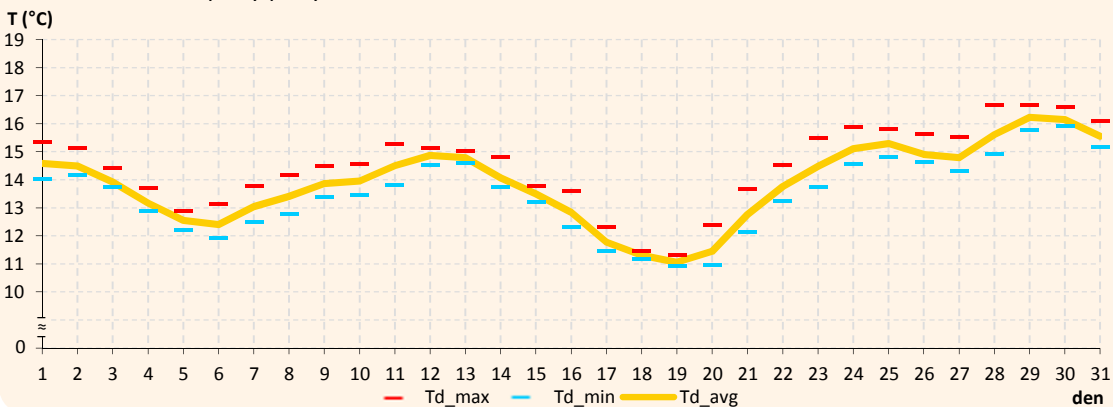
Graf 7.5.3 Chod teploty půdy, DOMI, květen 2010



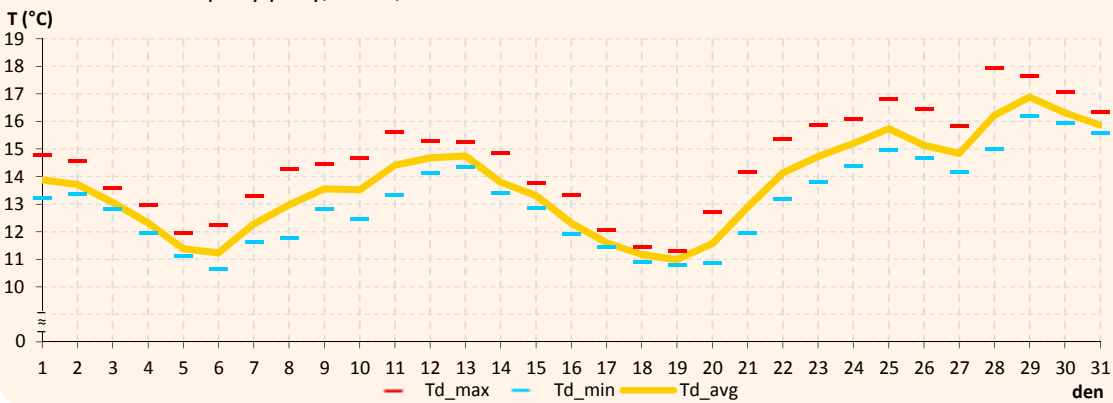
Graf 7.5.4 Chod teploty půdy, LETO, květen 2010

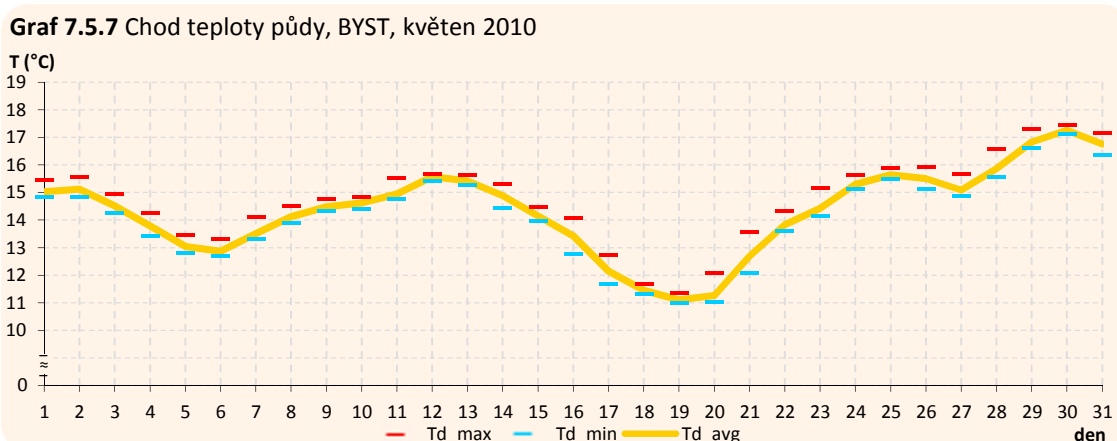


Graf 7.5.5 Chod teploty půdy, KOPE, květen 2010



Graf 7.5.6 Chod teploty půdy, DDHL, květen 2010





Souhrn

Tab. 7.5 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, květen 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	14,2	15,3	13,4	1,9	18,7	10,4
BYST	14,3	14,8	14,1	0,7	17,4	11,0
DDHL	13,7	14,6	13,1	1,5	17,9	10,7
DOMI	14,8	15,7	14,2	1,5	18,6	11,7
KOPE	13,9	14,5	13,4	1,0	16,7	10,9
LETO	13,5	14,0	13,2	0,8	15,9	10,9
Avg	14,1	14,8	13,6	1,2	x	x

Teploty půdy neměly v květnu tak výrazný růstový trend jako v dubnu. Příčinou byla dvě déle trvající ochlazení teploty půdy, která nastala v důsledku tzv. „ledových mužů“. Nejvyšší průměrné teploty půdy byly zjištěny na stanici DOMI, která zároveň jevila nejvyšší denní amplitudy teploty půdy. Nejchladnější byla v průměru půda na stanici LETO, která také vykazovala nečekaně nízké denní amplitudy. V průměru nejnižší amplitudy teploty půdy byly tradičně zjištěny na stanici BYST (tab. 7.5).

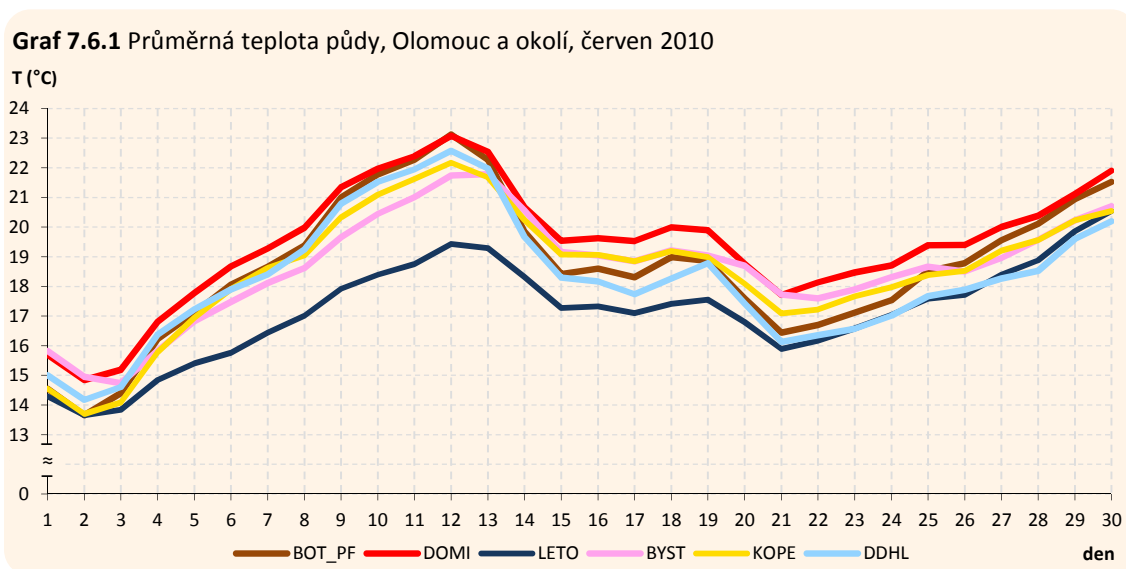
7.6 Červen

Průměrná denní teplota

Teplota půdy navzdory dynamicky se měnícímu chodu počasí od 2. 6. 2010 prudce stoupala. Následně bylo možno sledovat dva výrazné poklesy teploty půdy (12. 6. 2010–15. 6. 2010 (B) a 19. 6. 2010–21. 6. 2010 (NEc)), jež byly zřetelně odděleny stagnací teploty půdy 15. 6. 2010–19. 6. 2010 (B, Ec).

Z grafu 7.6.1 je patrné, že nejvyšších průměrných denních teplot dosáhla půda v červnu na stanici DOMI a nejnižších na stanici LETO (konkrétně 19,4 °C, resp. 17,2 °C). Rozdíly

průměrných teplot půdy mezi jednotlivými stanicemi nebyly v průběhu měsíce konstantní. Velmi nápadné jsou především rozdíly teplot mezi nejchladnější stanicí LETO a ostatními stanicemi při teplotních růstech 3. 6. 2010–12. 6. 2010 a 22. 6. 2010–3. 7. 2010. V prvním případě byl rozdíl průměrné teploty stanice LETO a průměru zbylých stanic 2,4 °C, zatímco v druhém případě pouze 0,8 °C (v důsledku toho se stanice DDHL stala, po zbytek měsíce, stanicí s nejnižší průměrnou denní teplotou).

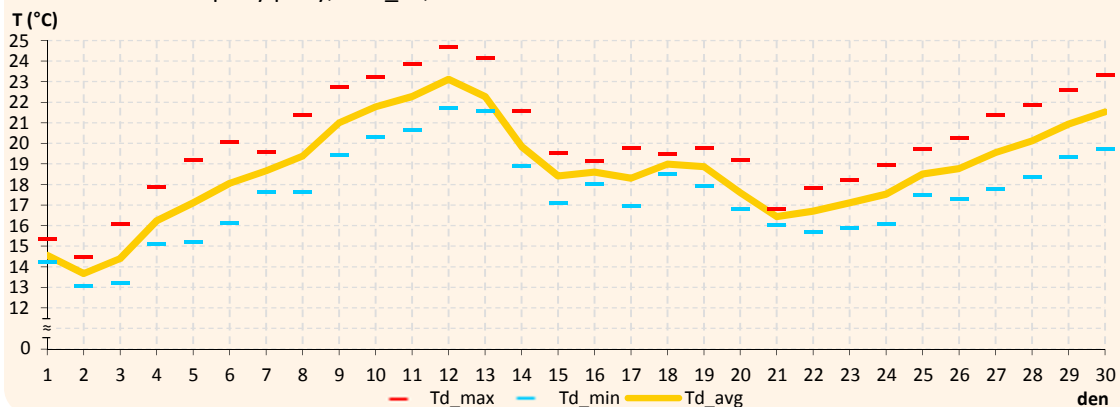


Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

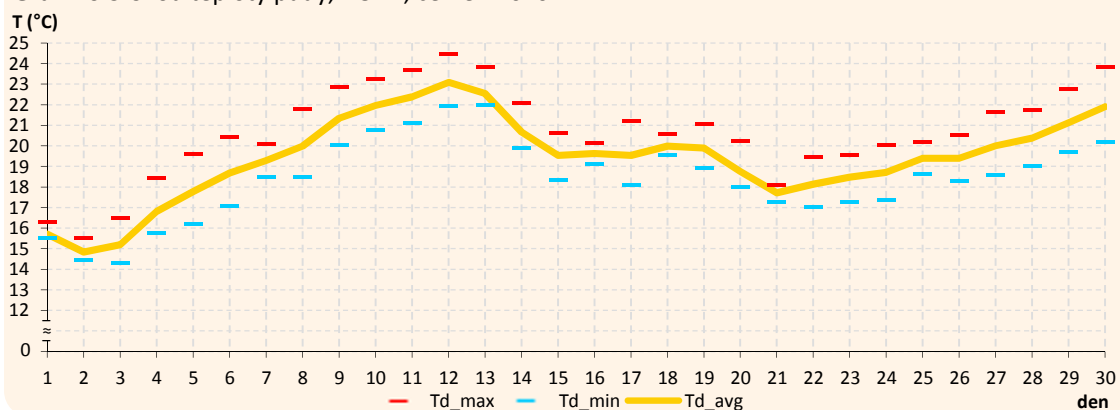
Stejně jako v květnu se také v červnu nabízí porovnání dvou městských stanic DOMI a BOT_PF. Byly potvrzeny květnové charakteristiky, tj. stanice BOT_PF vykazovala v průměru vyšší denní amplitudy teploty půdy (2,5 °C oproti 2,2 °C). Dále platilo, že při déle trvajících růstech teploty půdy (3. 6. 2010–12. 6. 2010 a 21. 6. 2010–30. 6. 2010) byly maximální denní teploty půdy vyšší na stanici BOT_PF a naopak při déle trvajícím poklesu teploty půdy 13. 6. 2010–21. 6. 2010 byly maximální denní teploty půdy vyšší na stanici DOMI (graf 7.6.1–7.6.3). Vzhledem k značné proměnlivosti teploty půdy na stanici BOT_PF byly mezi všemi stanicemi absolutně maximální (24,5 °C, 12. 6. 2010) i absolutně minimální (13,0 °C, 2. 6. 2010) červnové teploty půdy naměřeny právě na této stanici.

Vysoké amplitudy teploty půdy vykazovala i stanice DDHL (2,3 °C), díky čemuž patřila při déle trvajících otepleních půdy (3. 6. 2010–12. 6. 2010 a 22. 6. 2010–30. 6. 2010) k teplejším a při déletrvajícím ochlazení (13. 6. 2010–21. 6. 2010) k chladnějším stanicím (graf 6.6.3 a 6.6.4). Celkově nižší průměrné teploty půdy této stanice pravděpodobně souvisely s reliéfem (kapitola 8).

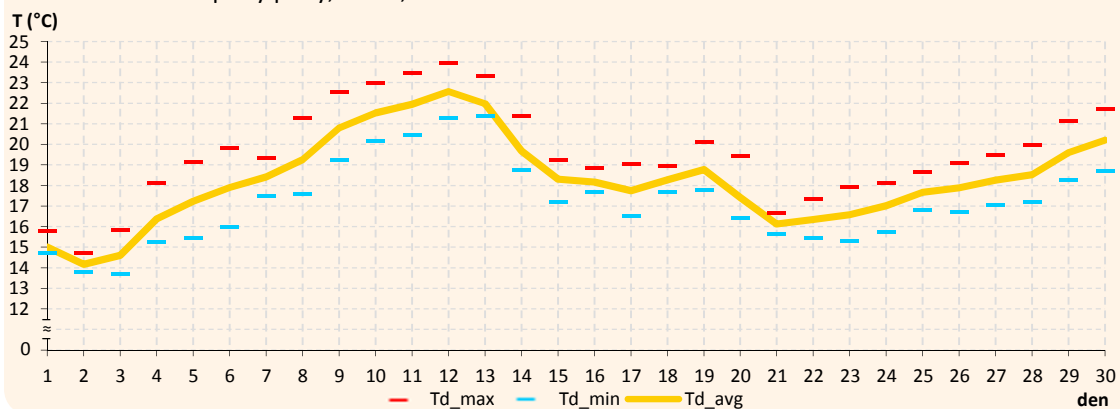
Graf 7.6.2 Chod teploty půdy, BOT_PF, červen 2010



Graf 7.6.3 Chod teploty půdy, DOMI, červen 2010



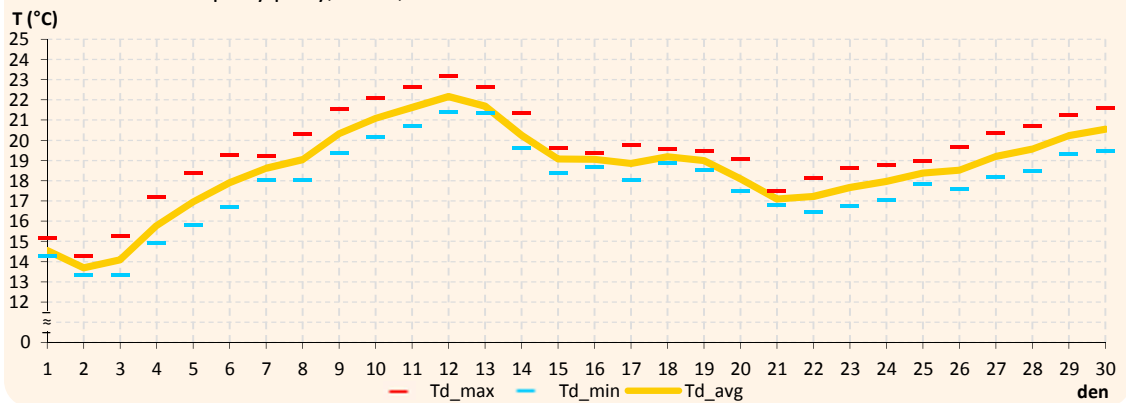
Graf 7.6.4 Chod teploty půdy, DDHL, červen 2010



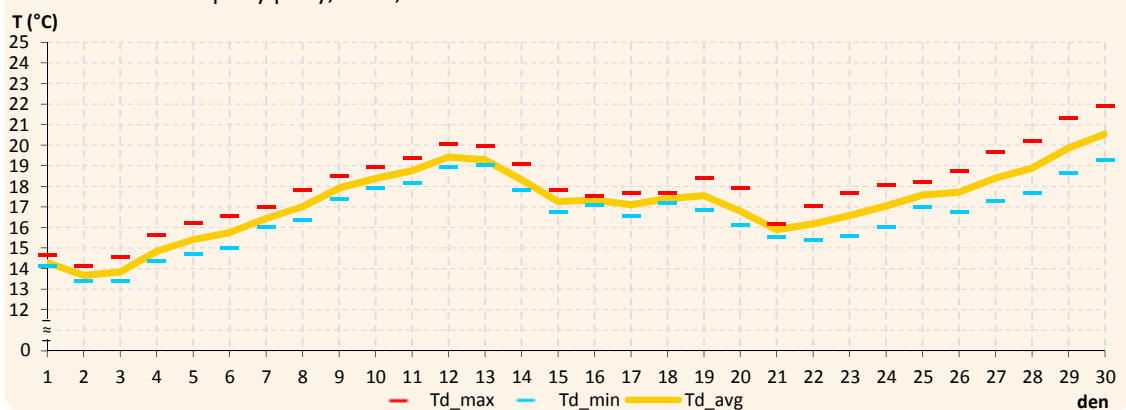
Nižší denní amplitudy teploty půdy vykazovaly stanice LETO a KOPE (graf 7.6.5 a 7.6.6). Výrazný rozdíl mezi těmito dvěma stanicemi (resp. mezi stanicí LETO a všemi zbylými stanicemi) nastal při oteplování půdy 3. 6. 2010–12. 6. 2010, které bylo na této stanici absolutně nejslabší (graf 7.6.1). Půda stanice LETO tak byla v tomto období nejchladnější.

Na stanici BYST byly i v červnu denní amplitudy teplot půdy ve srovnání se zbylými stanicemi nápadně nižší (0,7 °C). Jak je patrné z grafu 7.6.7, denní amplitudy ≥ 1 °C zde byly výjimkou (4. 6. 2010 a 14. 6. 2010). Příčinou mohla být výška trávníku (kapitola 8).

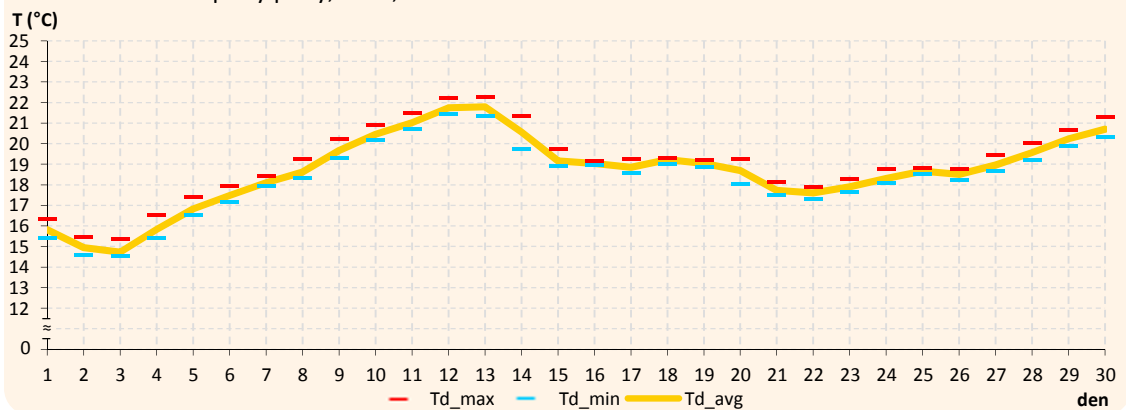
Graf 7.6.5 Chod teploty půdy, KOPE, červen 2010



Graf 7.6.6 Chod teploty půdy, LETO, červen 2010



Graf 7.6.7 Chod teploty půdy, BYST, červen 2010



Souhrn

V červnu bylo nejprve možno sledovat plynulý nárůst půdních teplot, poté jejich prudký pokles následovaný opět pozvolným nárůstem. S prudkými změnami teploty půdy korespondovaly i vyšší průměrné denní amplitudy teplot půdy. Nejteplejší, co se průměrné teploty půdy týče, byla stanice DOMI, nejchladnější stanice LETO (tab. 7.6). Absolutně nejnižší i nejvyšší teplotu půdy zaznamenala stanice BOT_PF.

Tab. 7.6 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, červen 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	18,7	20,1	17,5	2,5	24,7	13,0
BYST	18,7	19,1	18,4	0,7	22,3	14,5
DDHL	18,3	19,6	17,2	2,3	24,5	14,3
DOMI	19,4	20,7	18,4	2,2	24,5	14,3
KOPE	18,6	19,5	17,8	1,6	23,2	13,3
LETO	17,2	18,0	16,6	1,4	21,9	13,4
Avg	18,5	19,5	17,6	1,8	x	x

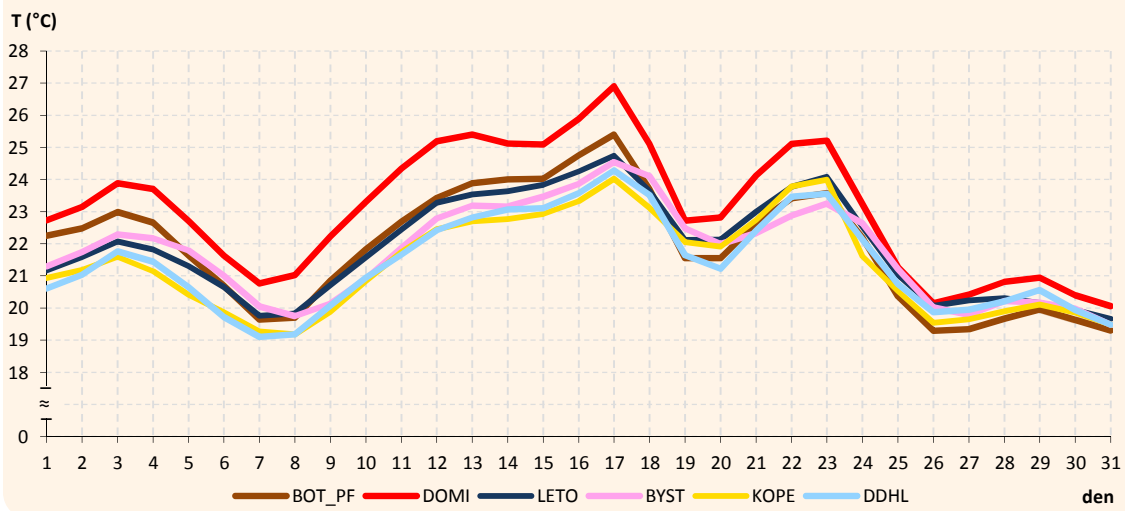
7.7 Červenec

Průměrná denní teplota

Počátkem července (do 3. 7. 2010) pokračoval mírný růst teploty půdy z konce června. Od 4. 7. 2010 do 7. 7. 2010 (Bp, A) následoval pokles teploty půdy, který byl brzy vystřídán déle trvajícím obdobím růstu půdních teplot (9. 7. 2010–17. 7. 2010). Vyvrcholení tohoto teplotního růstu připadající na 17. 7. 2010 bylo na všech stanicích spojeno s nejvyššími průměrnými denními teplotami půdy naměřenými v roce 2010 (tab. 7.7). Logicky vyplývající pokles teplot půdy od 18. 7. 2010 do 19. 7. 2010 (Bp, Ap₁) patřil k nejstrmějším, stejně jako další teplotní pokles mezi 24. 7. 2010 a 26. 7. 2010. Ten přišel po krátkém teplotním růstu mezi 21. 7. 2010 a 23. 7. 2010 (graf 7.7.1).

Za zmínku stojí i fakt, že si stanice DOMI, kde byla půda v průměru nejteplejší, v červenci, na rozdíl od června, zachovávala pozici stanice s nejvyšší denní průměrnou teplotou půdy i při déle trvajícím nárůstu půdních teplot (9. 7. 2010–17. 7. 2010). Nejvyšší průměrná denní teplota půdy v roce 2010 tak byla naměřena právě na stanici DOMI (24,6 °C, 17. 7. 2010). Nejnižší červencová teplota půdy byla potom zaznamenána na stanici DDHL (20,3 °C, 7. 7. 2010).

Graf 7.7.1 Průměrná teplota půdy, Olomouc a okolí, červenec 2010

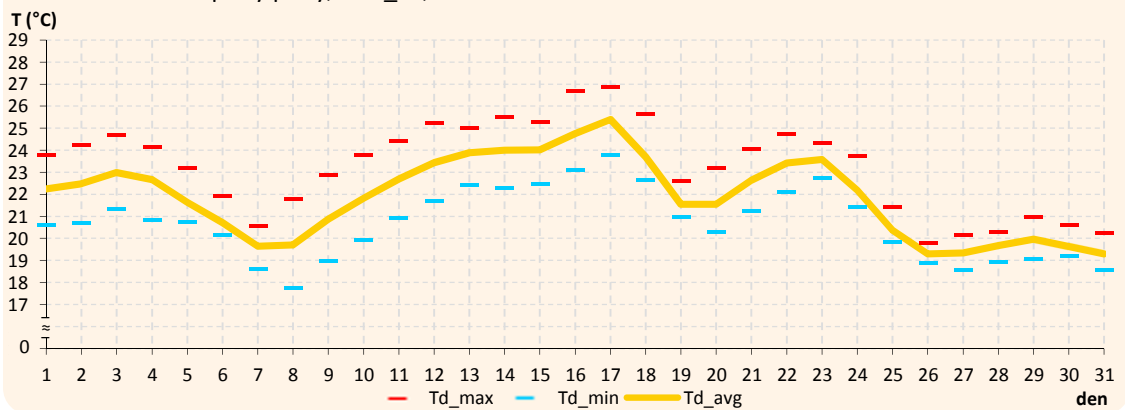


Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

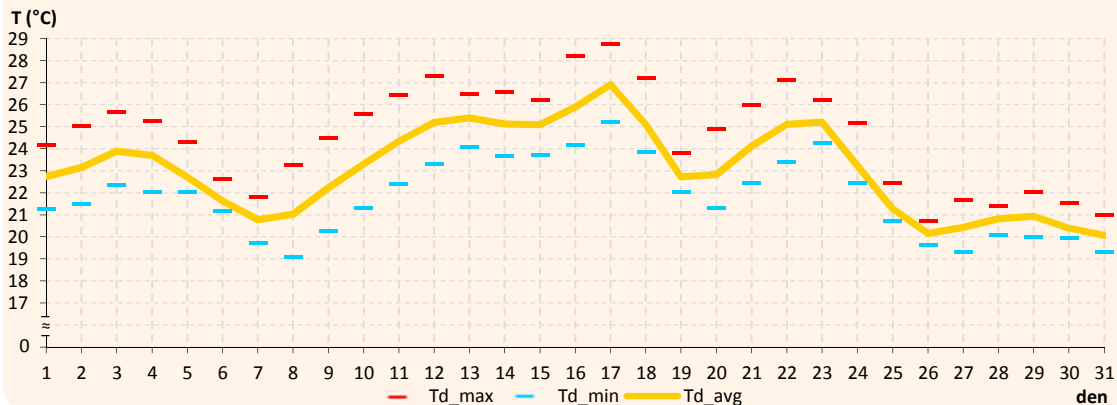
Stanice DOMI tedy v červenci (na rozdíl od předchozích měsíců) vykázala kromě nejvyšší průměrné denní teploty půdy také absolutně nejvyšší teplotu půdy 28,8 °C (17. 7. 2010). Jak již bylo zmíněno, jednalo se o absolutně nejvyšší zaznamenanou teplotu půdy v roce 2010. Příčinu toho, proč nebyla maximální teplota půdy stejně jako v květnu a v červnu naměřena na stanici BOT_PF, ale právě na stanici DOMI, poddhaluje hodnota průměrných denních amplitud teploty půdy. Ta byla v červenci překvapivě nejvyšší právě na stanici DOMI (2,8 °C). Proč tomu tak bylo, je otázkou. Nadále však platilo, že teplotní charakteristiky stanic BOT_PF a DOMI byly velmi podobné (graf 7.7.2 a 7.7.3).

Jak je patrné z grafu 7.7.1, téměř shodně se v červenci vyvíjely průměrné teploty půdy hned na čtyřech stanicích (BYST, DDHL, KOPE, LETO). Na třech z nich (DDHL, KOPE, LETO) se přitom podobaly i hodnoty denních amplitud teploty půdy (graf 7.7.4–7.7.6, tab. 7.7). Naproti tomu denní teplotní amplitudy půdy na stanici BYST zůstaly i v červenci minimální (graf 7.7.7).

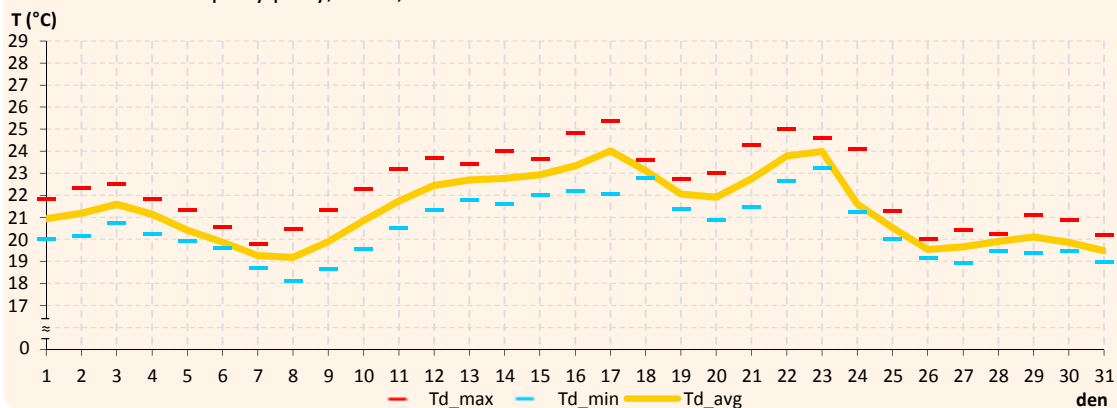
Graf 7.7.2 Chod teploty půdy, BOT_PF, červenec 2010



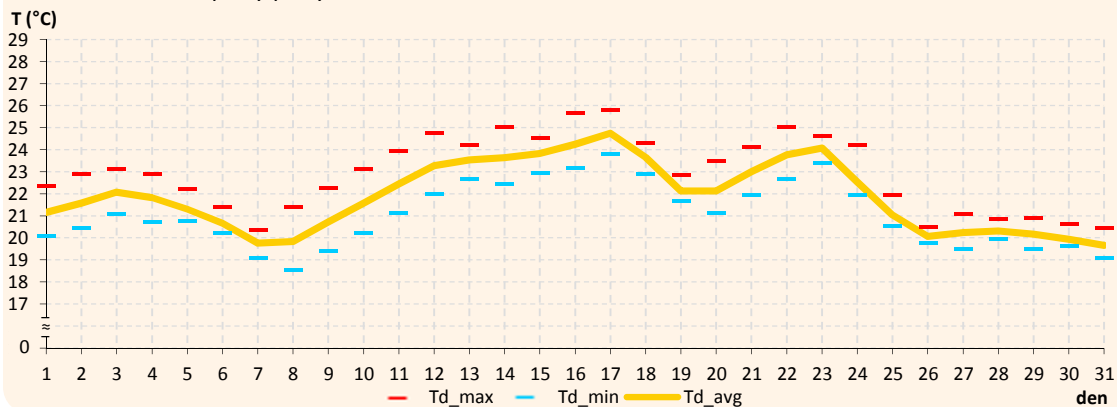
Graf 7.7.3 Chod teploty půdy, DOMI, červenec 2010



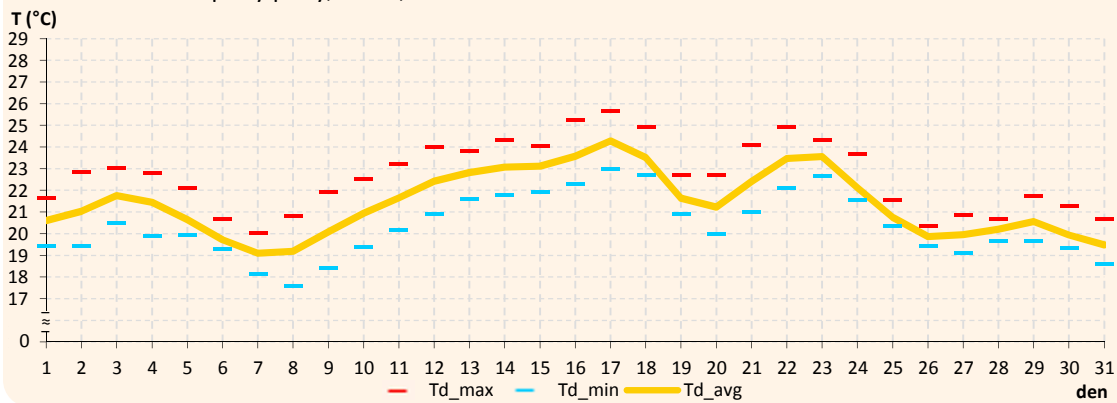
Graf 7.7.4 Chod teploty půdy, KOPE, červenec 2010

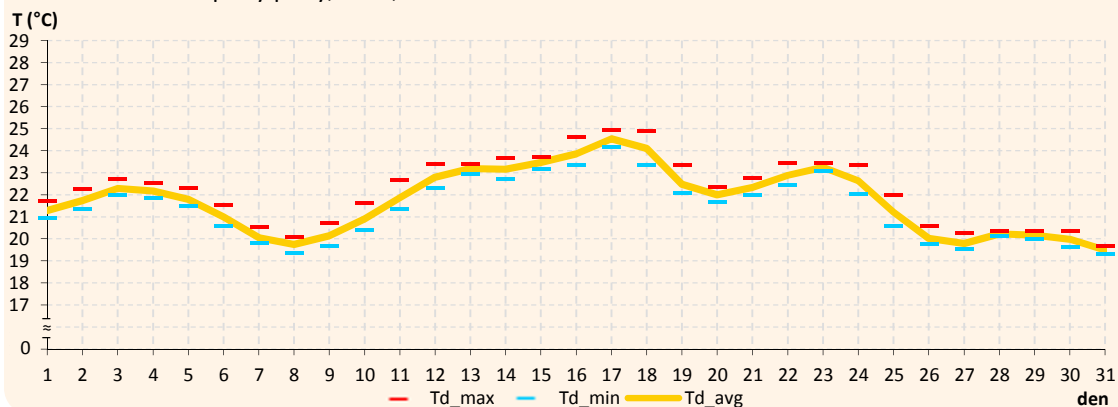


Graf 7.7.5 Chod teploty půdy, LETO, červenec 2010



Graf 7.7.6 Chod teploty půdy, DDHL, červenec 2010



Graf 7.7.7 Chod teploty půdy, BYST, červenec 2010

Souhrn

Tab. 7.7 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, červenec 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	21,9	23,3	20,7	2,6	26,9	17,8
BYST	21,8	22,2	21,4	0,9	24,9	19,3
DDHL	21,4	22,7	20,3	2,3	25,6	17,6
DOMI	23,1	24,6	21,8	2,8	28,8	19,1
KOPE	21,4	22,4	20,5	1,9	25,3	18,1
LETO	21,9	22,9	21,0	1,9	25,8	18,5
Avg	21,9	23,0	21,0	2,1	x	x

Průměrná teplota půdy se v červenci velmi často a prudce měnila, přesto byla v jeho druhé dekádě zaznamenána celoroční kulminace půdních teplot. Stanice DOMI, kde byla půda v průměru nejteplejší, zaznamenala (na rozdíl od předchozích měsíců) i absolutně nejvyšší červencovou, respektive roční průměrnou denní i maximální teplotu půdy. Stejná stanice také vykazovala v průměru nejvyšší denní amplitudy teploty půdy. Nejchladnější byla stanice DDHL a nejnižší průměrné denní amplitudy teploty půdy byly opět zjištěny na stanici BYST (tab. 7.7).

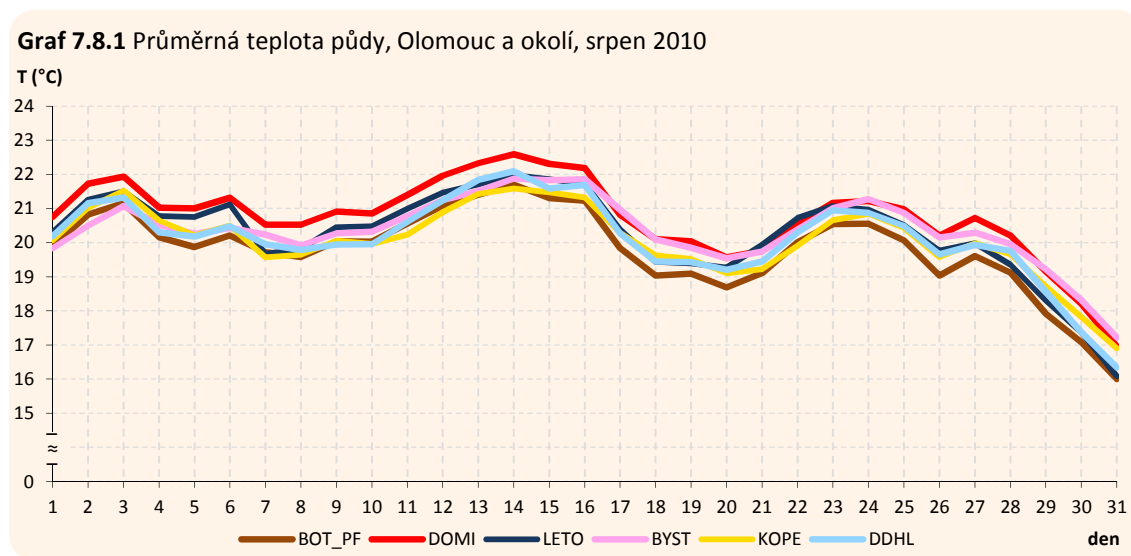
7.8 Srpen

Průměrná denní teplota

V srpnu byla průměrná teplota půdy v průběhu měsíce, ale i ve srovnání rozdílů jednotlivých stanic, podstatně vyrovnanější než v červenci. Vlivem často se střídajících povětrnostních situací v první srpnové dekádě oscilovala teplota půdy na sledovaných stanicích v rozmezí ≤ 2 °C (graf 7.8.1). Druhá dekáda začala mírným, tři dny trvajícím teplotním růstem (11. 8. 2010–14. 8. 2010 (B)), po kterém následoval výraznější teplotní pokles (15. 8. 2010–20. 8. 2010 (C, Wc)). Na začátku třetí dekády teplota půdy opět mírně rostla (21. 8. 2010–

24. 8. 2010 (A)), avšak následně mírně a od 28. 8. 2010 do 1. 9. 2010 strmě, klesala (SWC₂, NWc, C).

V průměru byla v srpnu půda opět nejteplejší na stanici DOMI (20,7 °C), nicméně již ne tak výrazně jako v červenci. Zajímavé je, že nejnižší průměrné srpnové teploty půdy byly naopak zjištěny na stanici BOT_PF (19,8 °C), která byla ještě v červnu jednou z nejteplejších stanic.

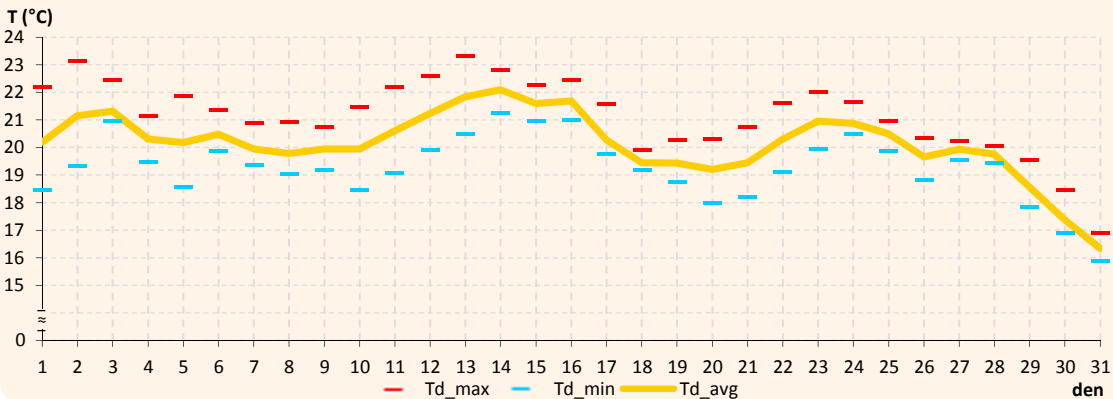


Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

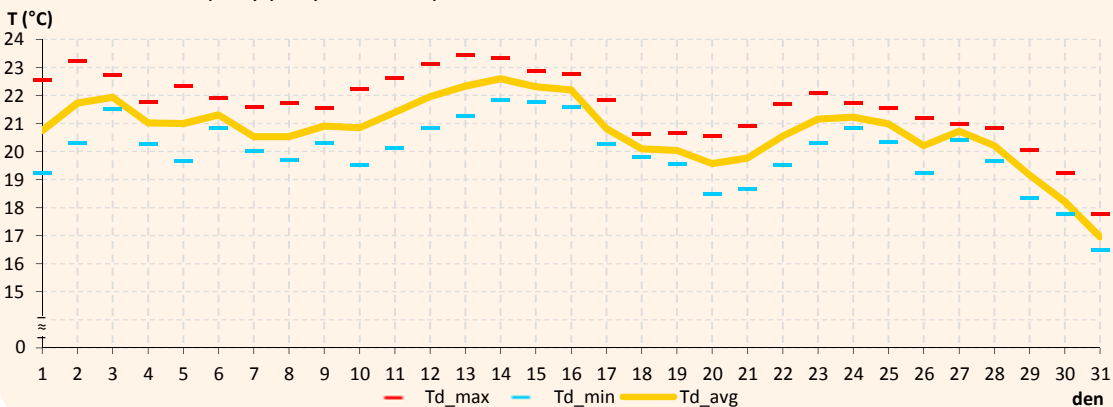
Nejvyšší průměrné amplitudy denních teplot byly v srpnu naměřeny na stanici DDHL (1,9 °C). Jelikož tomu tak doposud ani v jednom z předcházejících měsíců nebylo, příčinou pravděpodobně nebyly tepelné vlastnosti půdy (viz kapitola 8).

Stanice DOMI, BOT_PF, KOPE a LETO nejevily, kromě v uvedeném pořadí snižující se amplitudy průměrných denních teplot půdy, žádné další specifické odlišnosti v chodu teploty půdy, který tak byl na těchto stanicích velmi podobný. Posledně jmenovaná stanice LETO se přitom hodnotou průměrné denní amplitudy teploty půdy (1,1 °C) blížila spíše stanici BYST, tedy stanici s nejnižší průměrnou denní amplitudou (0,6 °C), než stanici DDHL, jejíž amplitudy byly v průměru nejvyšší (1,9 °C) (graf 7.8.2–7.8.7). Přestože byly rozdíly mezi maximálními a minimálními denními teplotami půdy jednotlivých stanic poměrně výrazné, jejich průměrné teploty se příliš nelišily. Naopak, vyjma měsíců s výskytem sněhové pokrývky byly rozdíly průměrných denních teplot půdy mezi jednotlivými stanicemi v srpnu nejmenší. To potvrdily i nízké hodnoty za tímto účelem stanovených směrodatných odchylek.

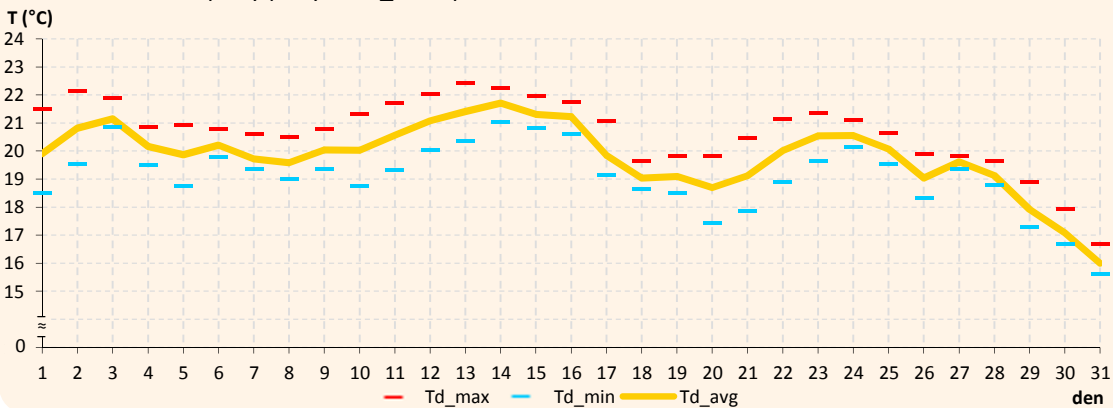
Graf 6.8.2 Chod teploty půdy, DDHL, srpen 2010



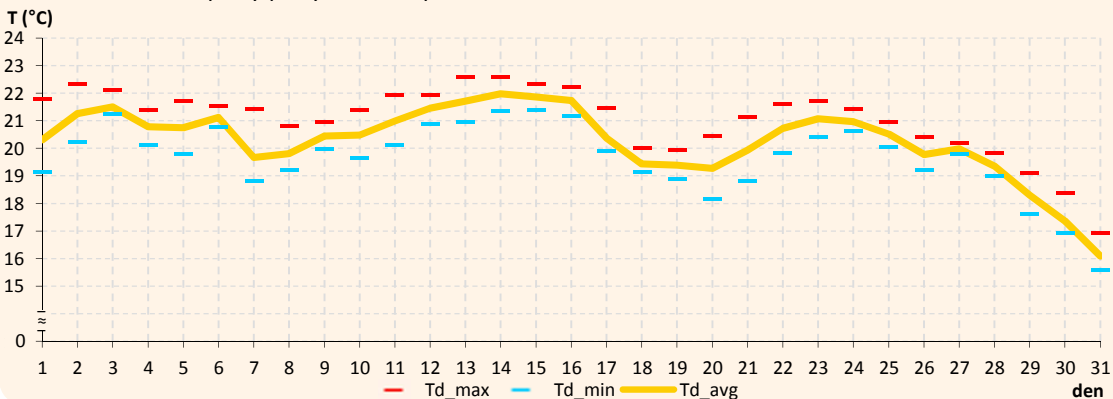
Graf 7.8.3 Chod teploty půdy, DOMI, srpen 2010



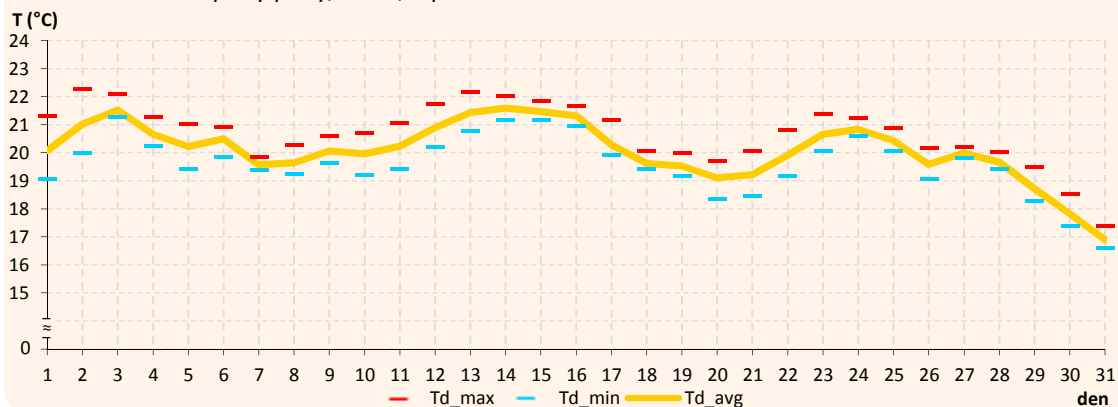
Graf 7.8.4 Chod teploty půdy, BOT_PF, srpen 2010



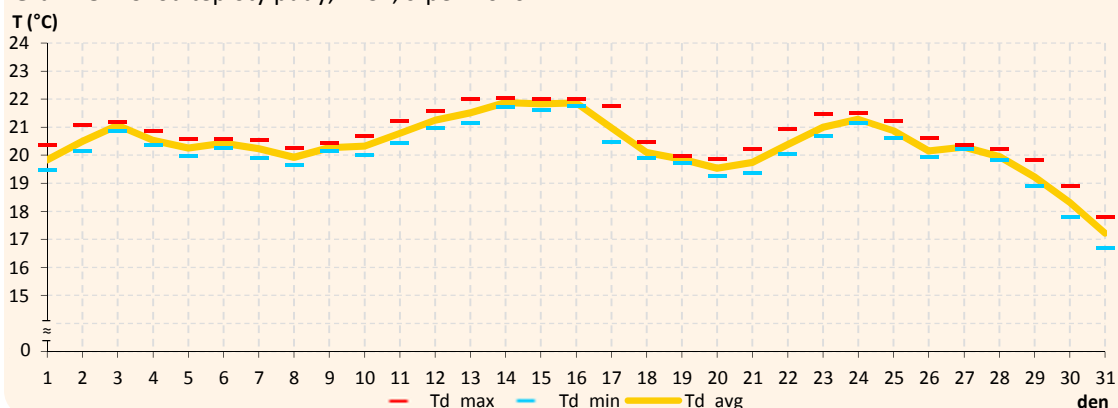
Graf 7.8.5 Chod teploty půdy, LETO, srpen 2010



Graf 7.8.6 Chod teploty půdy, KOPE, srpen 2010



Graf 7.8.7 Chod teploty půdy, BYST, srpen 2010



Souhrn

Tab. 7.8 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, srpen 2010

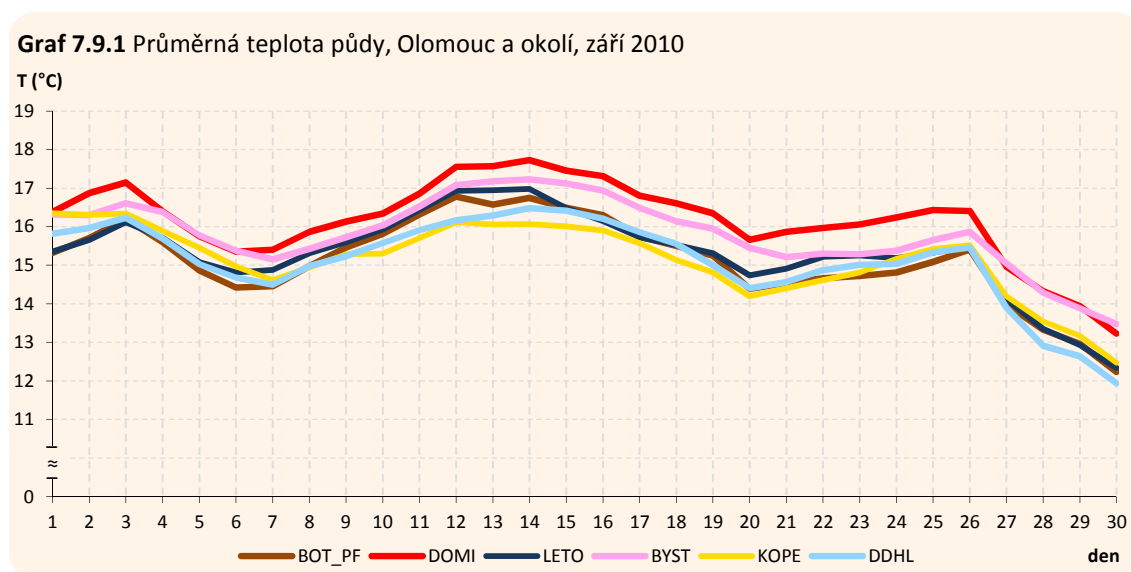
Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	19,8	20,7	19,1	1,6	22,4	15,6
BYST	20,4	20,7	20,1	0,6	22,0	16,7
DDHL	20,1	21,2	19,3	1,9	23,3	15,9
DOMI	20,7	21,7	20,0	1,7	23,4	16,5
KOPE	20,1	20,7	19,6	1,1	22,3	16,6
LETO	20,3	21,1	19,6	1,4	22,6	15,6
Avg	20,2	21,0	19,6	1,4	x	x

V první srpnové dekádě neměl chod teploty půdy výraznější trend, v druhé dekádě, při stabilních povětrnostních situacích, teplota půdy nejprve stoupla, poté klesla a ještě jednou na krátko stoupla, než začala v třetí dekádě prudce klesat. Nejvyšší průměrné hodnoty teploty půdy byly opět naměřeny na stanici DOMI, nejnižší poprvé na stanici BOT_PF. Stejně tak byly poprvé zjištěny nejvyšší denní amplitudy teploty půdy na stanici DDHL, nejnižší potom jako obvykle na stanici BYST (tab. 7.8).

7.9 Září

Průměrná denní teplota

Jelikož teplota půdy na konci srpna déle klesala, dalo se v září vzhledem ke klesající výšce Slunce na obloze očekávat pokračování tohoto trendu. V prvních dvou zářijových dekádách však při často se střídajících cyklonálních situacích teplota půdy oscilovala kolem 15 °C na chladnějších stanicích, respektive kolem 17 °C na stanicích teplejších (graf 6.9.1). Teprve 18. 9. 2010–24. 9. 2010 se vyvinula pro září typicky stabilní anticyklonální situace (Ap₂, A, SWa) a teplota půdy tak mírně, ale plynule rostla (graf 7.9.1). Prudký zlom nastal 27. 9. 2010 (C), kdy začala teplota půdy výrazně klesat. Během tohoto poklesu (27. 9. 2010–2. 10. 2010) klesla průměrná teplota půdy nejméně na stanici BYST (3,0 °C), nejvíce na stanici DDHL (3,7 °C). Stanice DDHL byla v důsledku toho, společně se stanicí KOPE, v září v průměru nejchladnější (15,1 °C). Stanice KOPE se mezi stanice s nejchladnější půdou zařadila poprvé. V průměru nejteplejší byla opět půda na stanici DOMI (16,2 °C).



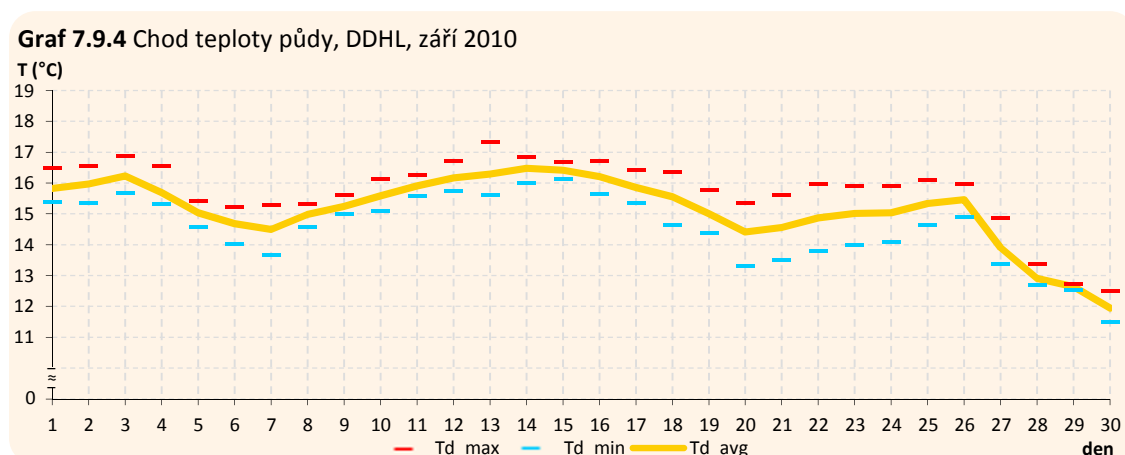
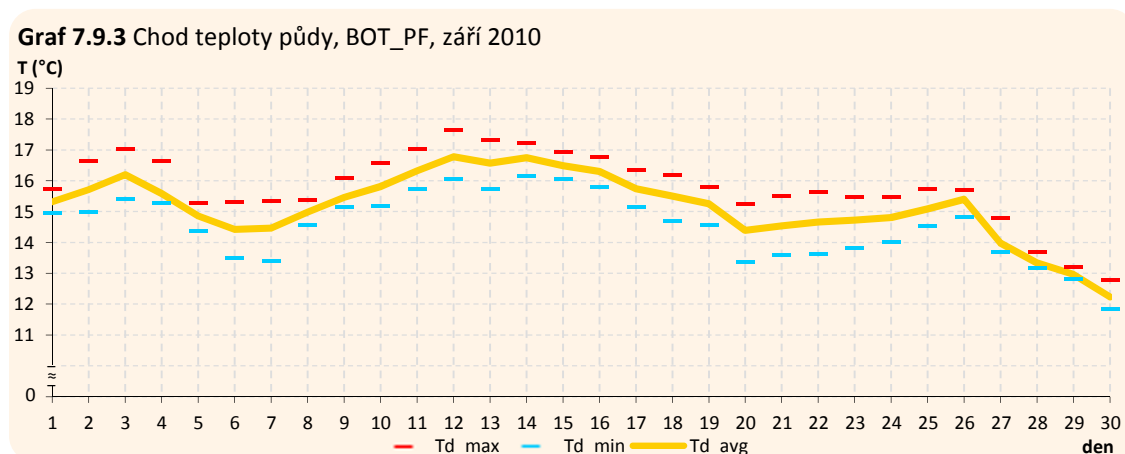
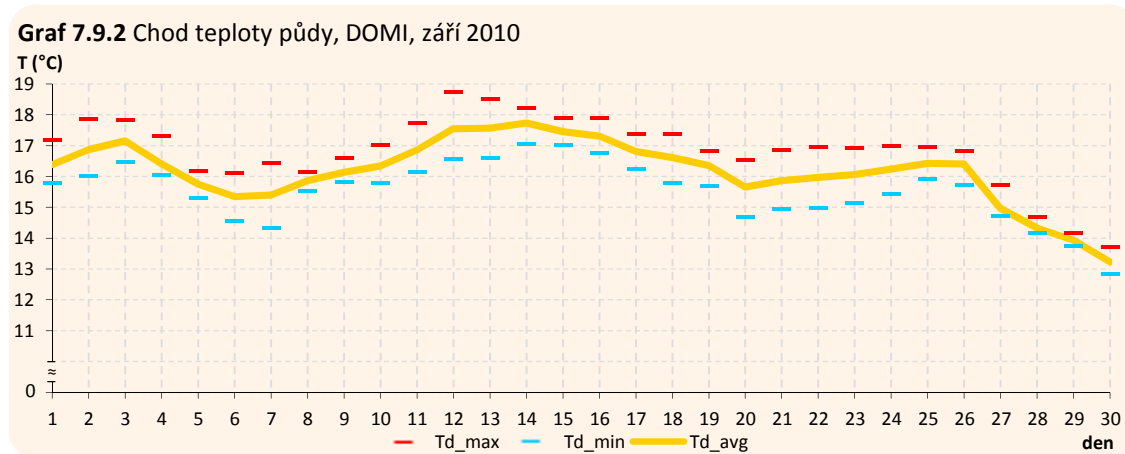
Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

V září se poprvé a naposledy stanicí s nejvyššími denními amplitudami teploty půdy stala stanice DOMI (1,3 °C), následovaná stanicí BOT_PF (1,2 °C). Proč tomu tak bylo, je otázkou. V důsledku naměřila maximální zářijovou teplotu půdy právě stanice DOMI 18,7 °C (12. 9. 2010).

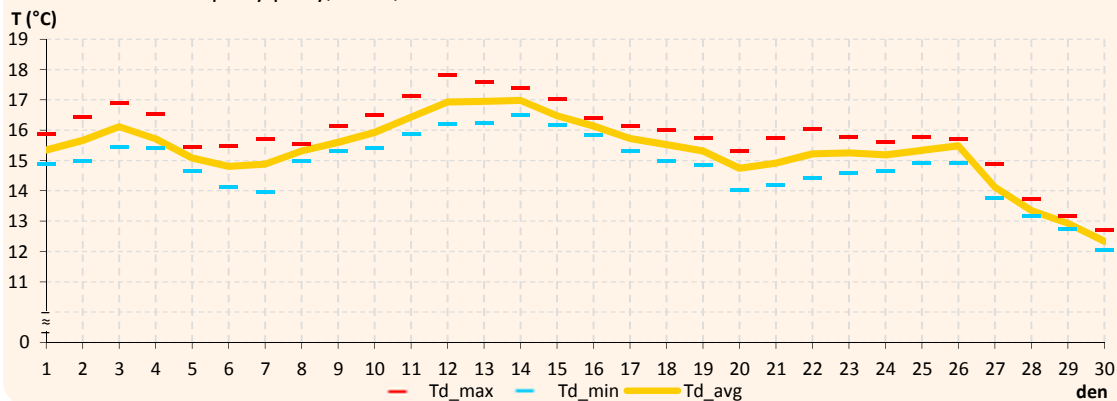
Absolutně minimální teplotu půdy v září naměřila poslední zářijový den (30. 9. 2010) stanice DDHL, která jevila velice podobný chod maximálních a minimálních teplot jako stanice

BOT_PF a stanice DOMI (průměrná amplituda 1,2 °C), absolutně však dosahovala nižších teplot půdy (graf 7.9.1–7.9.4, tab. 7.9).

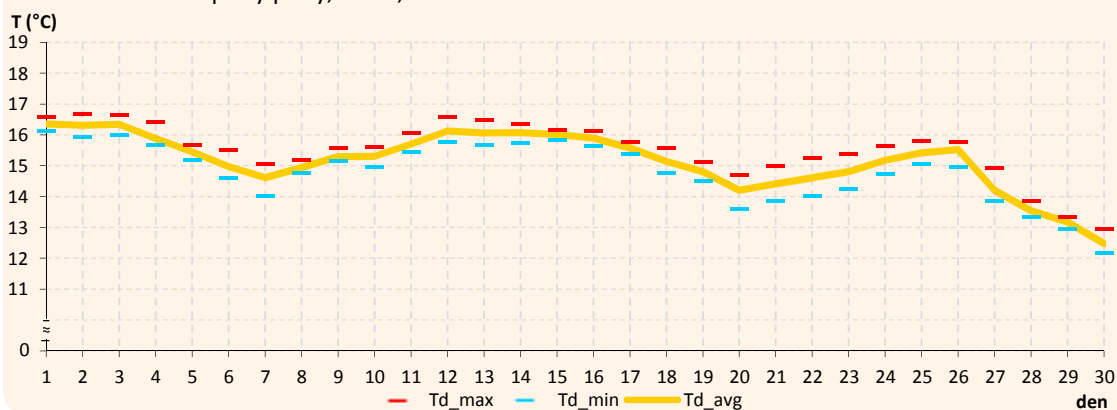
Nižší amplitudy denních teplot půdy než výše zmíněné stanice (DOMI, BOT_PF, DDHL) vykazovala v září stanice LETO, v průměru 1,0 °C. Ještě nižší potom stanice KOPE (0,7 °C) a nejmenší tradičně stanice BYST (0,4 °C) (graf 7.9.5–7.9.7).



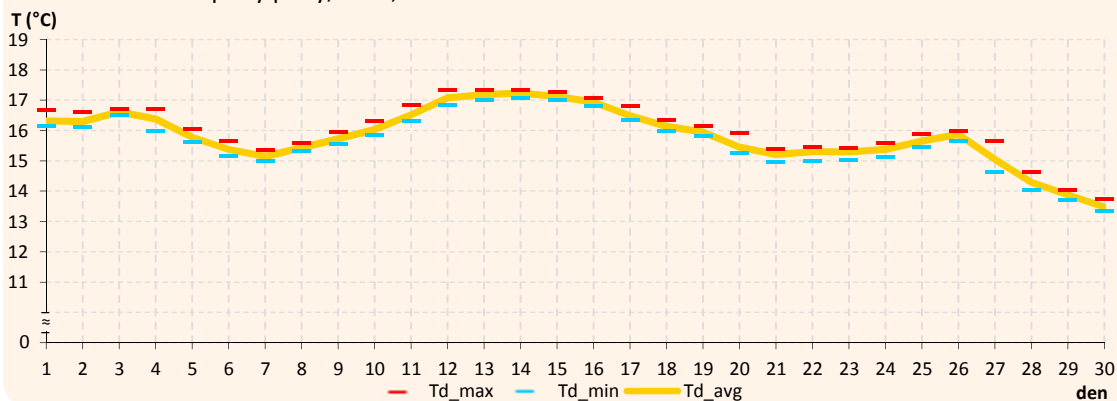
Graf 7.9.5 Chod teploty půdy, LETO, září 2010



Graf 7.9.6 Chod teploty půdy, KOPE, září 2010



Graf 7.9.7 Chod teploty půdy, BYST, září 2010



Souhrn

Teplota půdy začala v září v důsledku často se střídajících povětrnostních situací výrazněji klesat až koncem měsíce. Nejnižší zářijové průměrné teploty půdy naměřily stanice BYST a KOPE, nejvyšší potom stanice DOMI. Ta rovněž zaznamenala nejvyšší maximální denní teplotu půdy. Nejnižší minimální denní teplotu půdy zaznamenala stanice DDHL. Hodnoty denních amplitud teploty půdy v září klesly oproti srpnu na všech stanicích. Nejvyšší byly na stanici DOMI, nejnižší na stanici BYST (tab. 6.9).

Tab. 7.9 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, září 2010

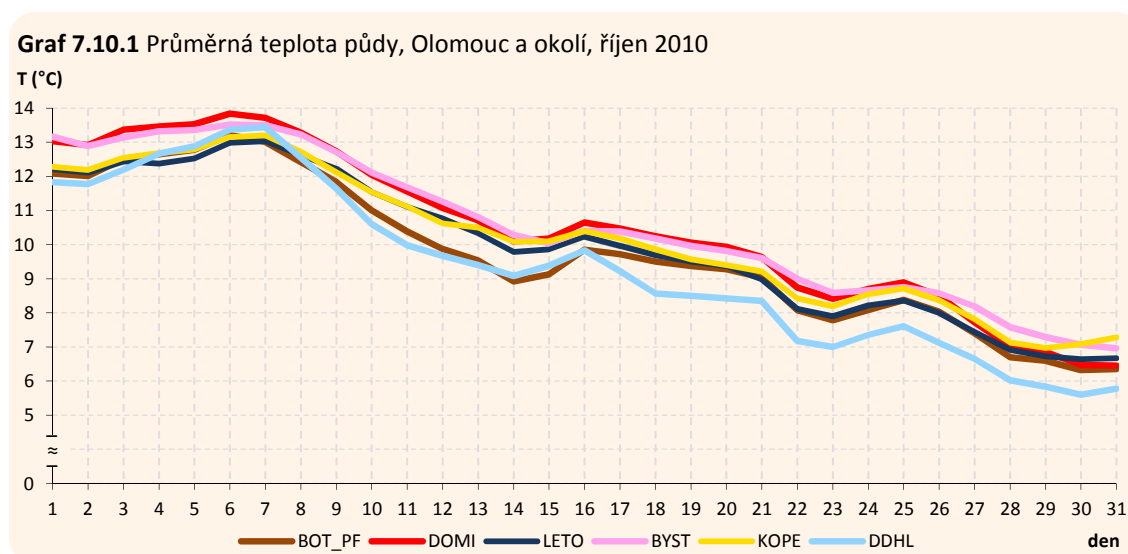
Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	15,2	15,8	14,5	1,2	17,6	11,8
BYST	15,8	16,1	15,6	0,4	17,3	13,3
DDHL	15,1	15,8	14,5	1,2	17,3	11,5
DOMI	16,2	16,8	15,5	1,3	18,7	12,8
KOPE	15,1	15,5	14,8	0,7	16,7	12,2
LETO	15,3	15,9	14,8	1,0	17,8	12,1
Avg	15,5	16,0	15,0	1,0	x	x

7.10 Říjen

Průměrná denní teplota

V říjnu se počínaje 8. 10. 2010 stal trendem soustavný pokles teploty půdy, který pokračoval, kromě dvou krátkodobých přerušení (15. 10. 2010–16. 10. 2010 (B) a 23. 10. 2010–24. 10. 2010 (SWc2), až do 30. 10. 2010 (graf 7.10.1). Vzhledem k plynulosti tohoto teplotního poklesu se zdá, že v říjnu byl vliv aktuální povětrnostní situace (resp. počasí) menší než v předešlých měsících. Teplota půdy tak klesala relativně úměrně s výškou Slunce nad obzorem.

Nejnižší průměrné teploty půdy byly v říjnu zjištěny na stanici DDHL (9,3 °C). Bylo tomu tak kvůli jejím nižším teplotám půdy v druhé polovině měsíce. Pozice stanice s nejvyšší průměrnou denní teplotou půdy byla nestálá. V první dekádě tuto pozici zastávala stanice DOMI, v druhé dekádě střídavě stanice DOMI a BYST a ve třetí dekádě převážně stanice BYST, kterou na konci měsíce vystřídala stanice KOPE, tedy stanice, jež ještě v září patřila k nejchladnějším. Při srovnání všech stanic dosáhly nejvyšších průměrných zářijových teplot půdy shodně stanice BYST a DOMI (10,5 °C).



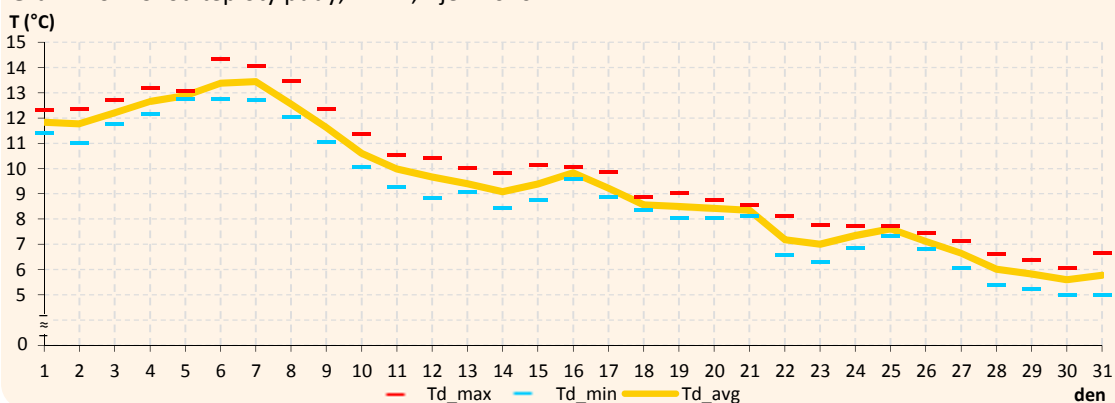
Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

Nejvyšší denní amplitudy teploty půdy (1,1 °C) byly v průměru zjištěny na stanici DDHL (graf 7.10.2). Není tedy náhodné, že právě na této stanici byla naměřena absolutně nejnižší říjnová teplota půdy (5,0 °C) a zároveň druhá nejvyšší říjnová teplota půdy (14,3 °C, 7. 10. 2010). Absolutně nejvyšší teplota půdy (14,4 °C) byla ve stejný den naměřena na stanici DOMI.

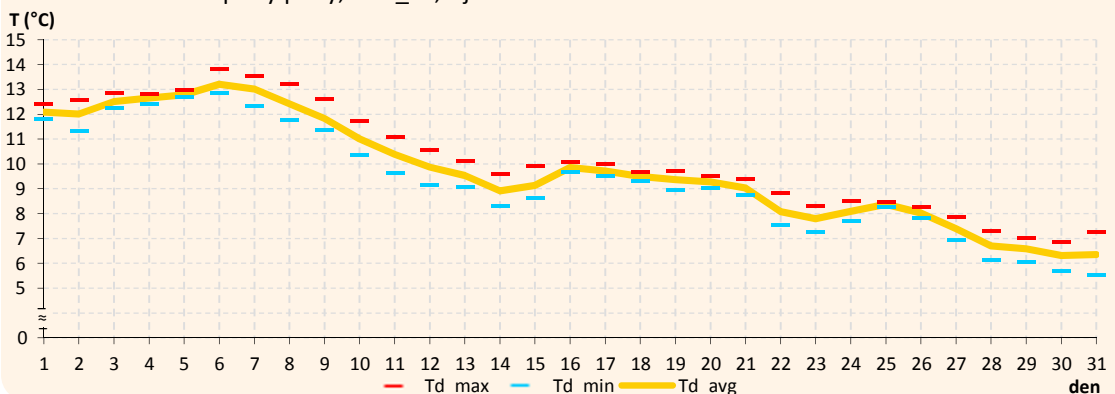
Stanice BOT_PF vykazovala v říjnu druhé nejvyšší amplitudy denních teplot půdy (v průměru 0,9 °C), pouze o desetinu nižší amplitudy (0,8 °C) přitom byly v průměru zjištěny na dvou stanicích, a to DOMI a LETO (graf 7.10.3–7.10.5). Městské stanice DOMI a BOT_PF měly tedy i nadále velmi podobný režim teploty půdy (graf 7.10.3 a 7.10.4). Je však třeba poznamenat, že průměrné maximální i minimální teploty stanice BOT_PF byly stále nápadněji nižší.

V porovnání s předešlými stanicemi naměřila nižší teplotní amplitudy (0,6 °C), stejně jako v září, stanice KOPE (graf 7.10.6). Ty absolutně nejnižší opakovaně vykazovala stanice BYST (graf 7.10.7). Proto, byly-li počítány změny průměrné denní teploty půdy při výkyvu půdní teploty 21. 10. 2010–25. 10. 2010, ukázalo se, že i průměrné denní teploty stanice BYST se v těchto dnech měnily nejméně, a to o 0,1 °C, přičemž průměr zbylých stanic činil 0,2 °C.

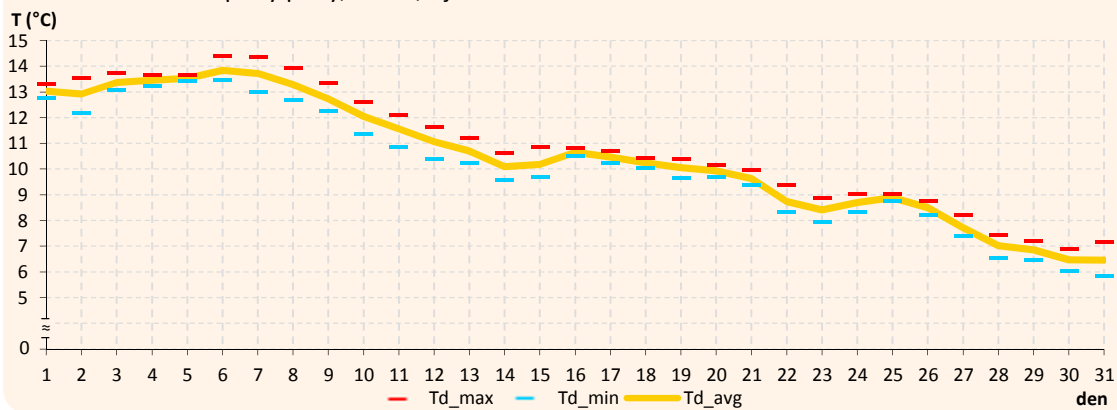
Graf 7.10.2 Chod teploty půdy, DDHL, říjen 2010



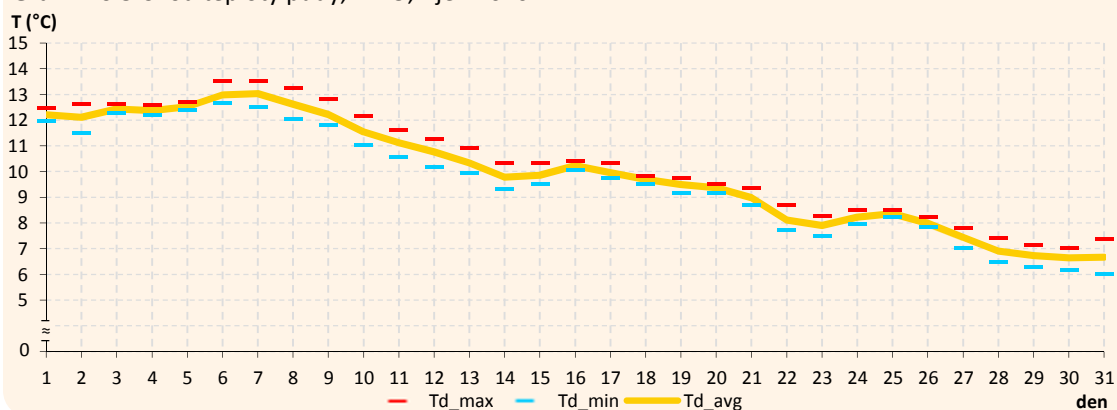
Graf 7.10.3 Chod teploty půdy, BOT_PF, říjen 2010



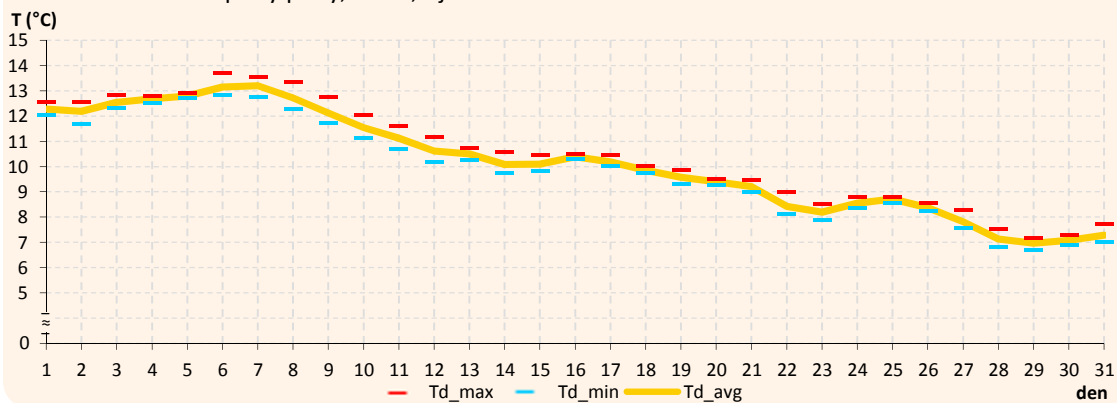
Graf 7.10.4 Chod teploty půdy, DOMI, říjen 2010



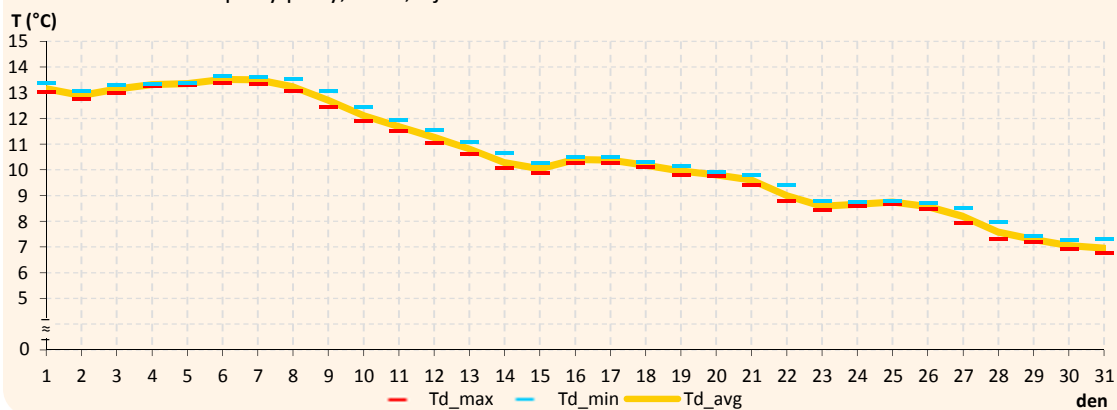
Graf 7.10.5 Chod teploty půdy, LETO, říjen 2010



Graf 7.10.6 Chod teploty půdy, KOPE, říjen 2010



Graf 7.10.7 Chod teploty půdy, BYST, říjen 2010



Tab. 7.10 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, říjen 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	9,7	10,2	9,3	0,9	13,8	5,5
BYST	10,5	10,7	10,4	0,3	13,5	6,0
DDHL	9,3	9,9	8,8	1,1	14,3	5,0
DOMI	10,5	10,9	10,0	0,8	14,4	5,8
KOPE	10,2	10,5	9,9	0,6	13,7	6,7
LETO	10,0	10,3	9,6	0,8	13,5	6,0
Avg	10,0	10,4	9,7	0,8	x	x

Souhrn

Teplota půdy v říjnu až na malé výjimky soustavně klesala. Vliv jednotlivých povětrnostních situací byl oslaben. Nejvyšší průměrné teploty půdy jevily stanice DOMI a BYST, kde půda na první stanici byla teplejší v první a na druhé stanici v druhé říjnové polovině. Nejnižší průměrnou teplotu půdy vykazala stanice DDHL. Absolutně nejvyšší teplotu půdy naměřila stanice DOMI, absolutně nejnižší stanice DDHL. Průměrná denní amplituda teploty byla nejvyšší na stanici DDHL, nejnižší opakovaně na stanici BYST (tab. 7.10).

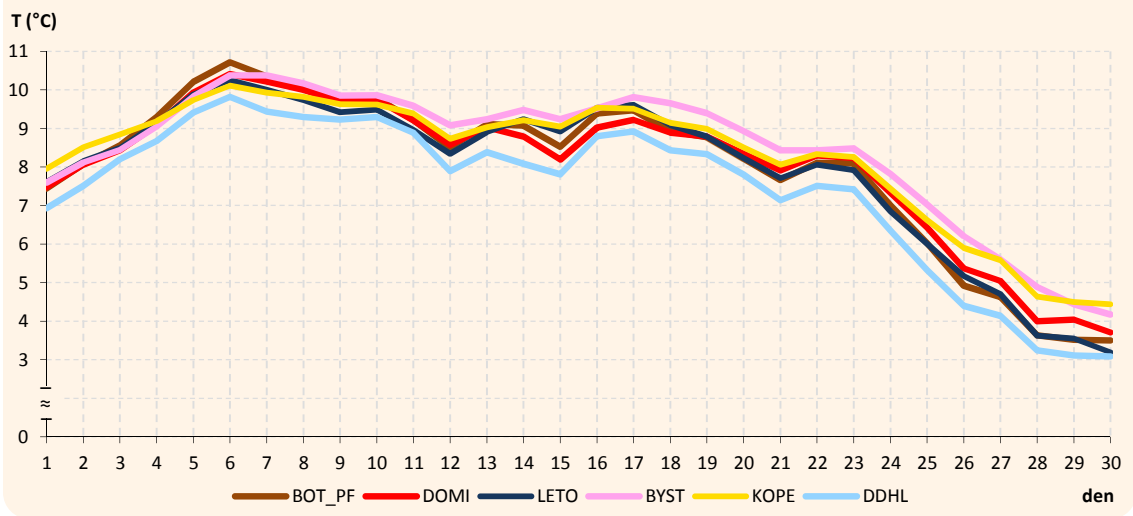
7.11 Listopad

Průměrná denní teplota

Již od konce října (31. 10. 2010 do 6. 11. 2010) teploty půdy navzdory celkovému trendu stoupaly. Dále pak mezi 7. 11. 2010–23. 11. 2010 nespojitě a mírně klesaly. Naplno se poklesová tendence opět projevila od 24. 11. 2010, přičemž nejprve (do 28. 11. 2010) klesaly teploty půdy prudce a následně, až do 2. 11. 2010, pozvolna.

V průměru byla půda v listopadu nejteplejší na stanici BYST. Přesto byly na začátku a konci měsíce průměrné denní teploty půdy nejvyšší na stanici KOPE. Při vyvrcholení teplotního růstu 4. 11. 2010–6. 11. 2010 byly průměrné teploty půdy dokonce nejvyšší na stanici BOT_PF. Jako nejchladnější se po celý měsíc jevila půda stanice DDHL (graf 7.11.1).

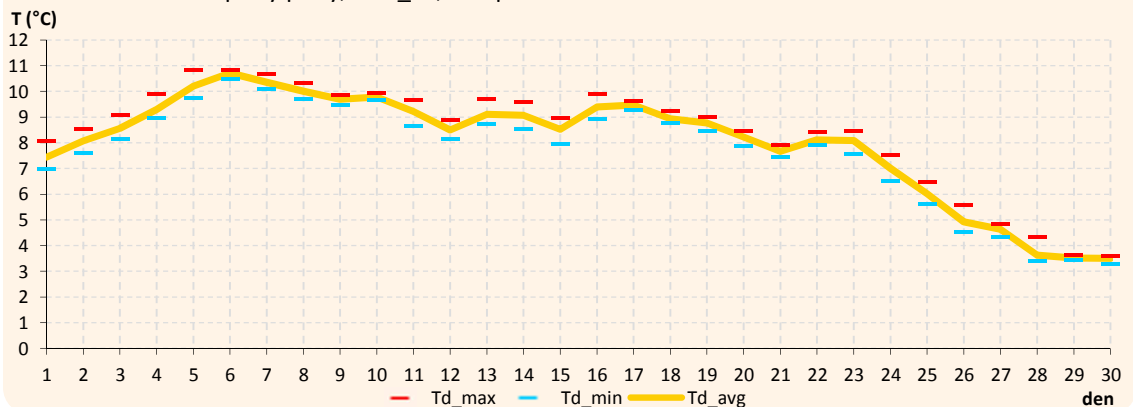
Graf 7.11.1 Průměrná teplota půdy, Olomouc a okolí, listopad 2010



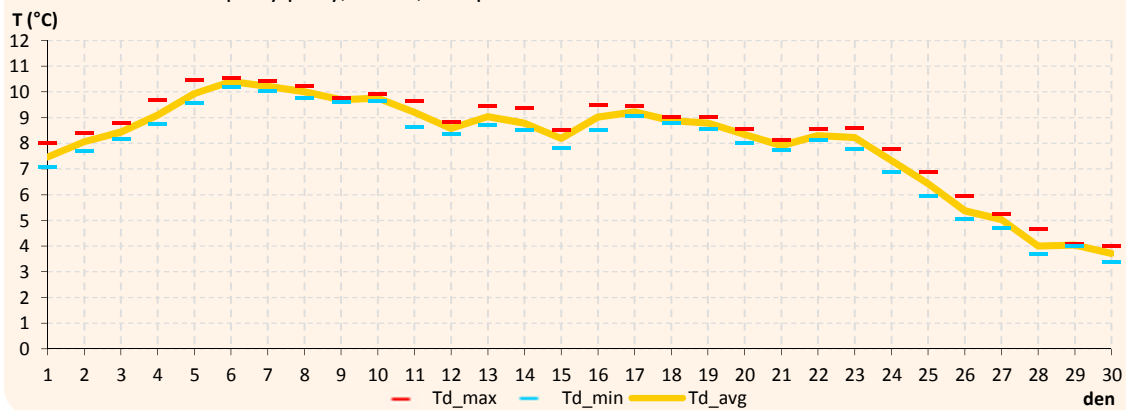
Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

Hodnoty denních amplitud teploty půdy se v listopadu snížily natolik, že rozdíly mezi jednotlivými stanicemi již nebyly markantní (graf 7.11.2–7.11.7, tab. 7.11). Mírně vyšší denní amplitudy teploty půdy byly v průměru zjištěny na stanici BOT_PF (0,7 °C). Na třech dalších stanicích (DDHL, DOMI, LETO) vycházela průměrná hodnota denních amplitud teploty půdy na 0,6 °C. Mezi těmito stanicemi přitom nelze v průběhu listopadu sledovat žádný významnější vývoj vztahu jejich průměrných teplot půdy. To neplatí při srovnání těchto stanic se stanicí BOT_PF, jejíž půda se při výše popsaném teplotním růstu 4. 11. 2010–6. 11. 2010 stala, co se průměrných i maximálních teplot týče, nejteplejší. V důsledku toho zde byla 6. 11. 2010 naměřena absolutně nejvyšší listopadová teplota půdy (10,9 °C). Při déle trvajícím poklesu půdních teplot 24. 11. 2010–2. 12. 2010 patřila naopak půda stanice BOT_PF k chladnějším (graf 7.11.1). Absolutně nejnižší teplota půdy byla v listopadu naměřena na stanici DDHL 2,8 °C (30. 11. 2010).

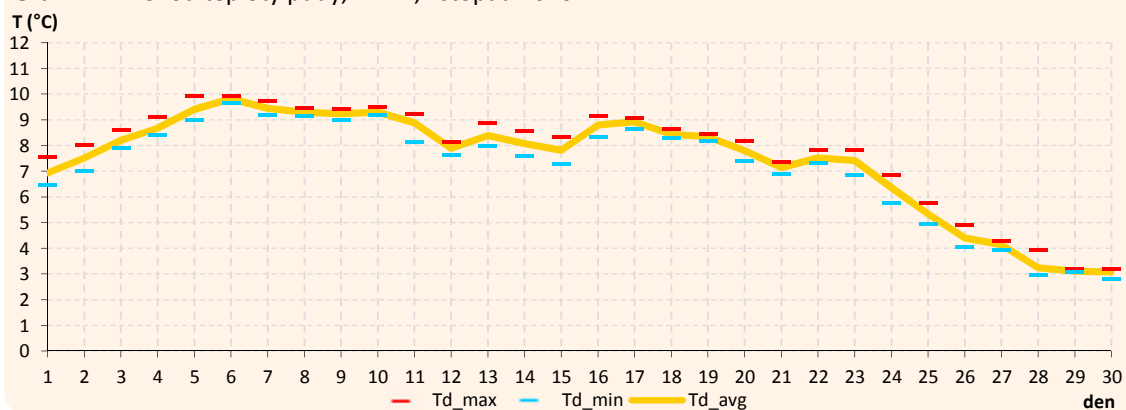
Graf 7.11.2 Chod teploty půdy, BOT_PF, listopad 2010



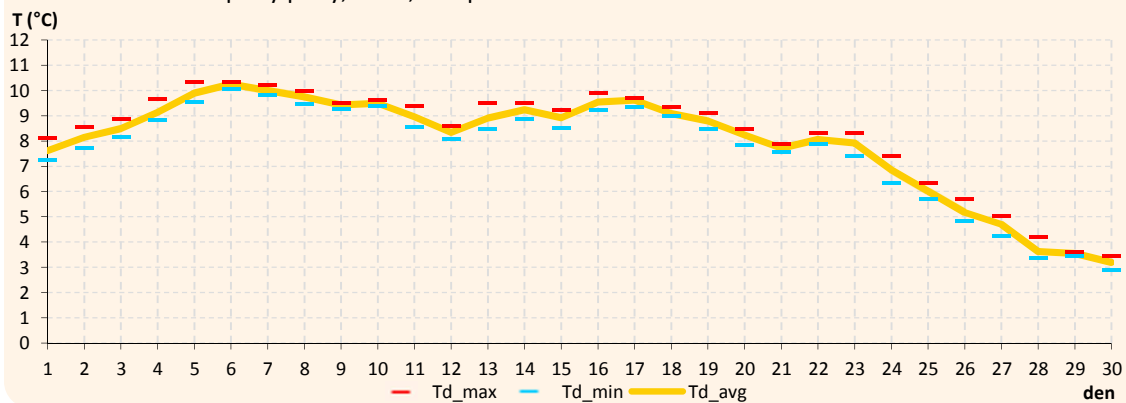
Graf 7.11.3 Chod teploty půdy, DOMI, listopad 2010



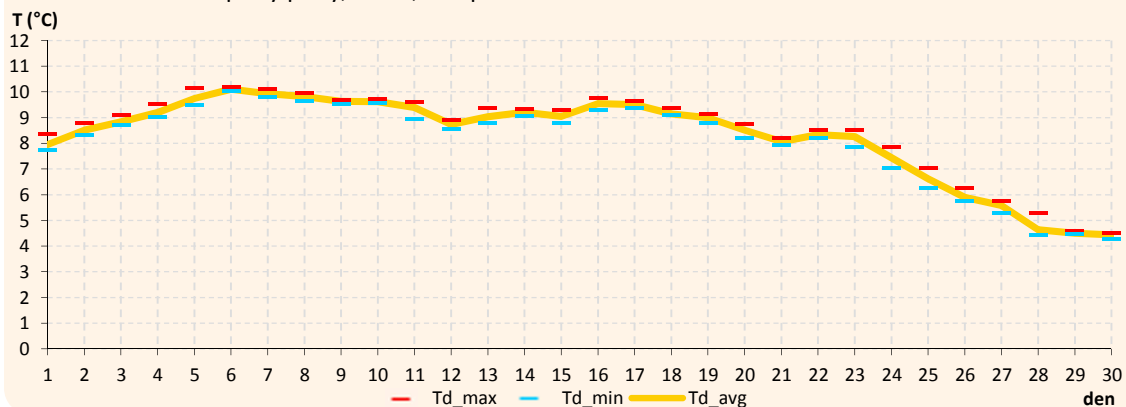
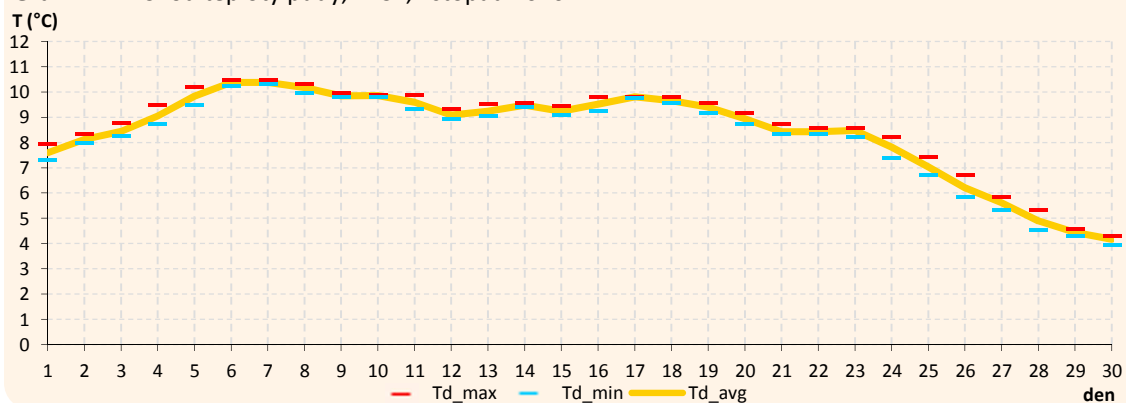
Graf 7.11.4 Chod teploty půdy, DDHL, listopad 2010



Graf 7.11.5 Chod teploty půdy, LETO, listopad 2010



Denní amplitudy teploty půdy stanic BYST a KOPE dosahovaly v listopadu v průměru 0,4 °C, tedy hodnot ve srovnání s ostatními stanicemi nejnižších (graf 7.11.6 a 7.11.7). To se projevilo i na průměrných teplotách půdy, které, jak je patrné z grafu 7.11.1, zůstaly na těchto stanicích především v druhé listopadové dekádě vyšší.

Graf 7.11.6 Chod teploty půdy, KOPE, listopad 2010**Graf 7.11.7** Chod teploty půdy, BYST, listopad 2010

Souhrn

Tab. 7.11 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, listopad 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	8,0	8,4	7,7	0,7	10,9	3,3
BYST	8,4	8,7	8,2	0,4	10,5	3,4
DDHL	7,4	7,8	7,1	0,6	10,0	2,8
DOMI	8,0	8,4	8,7	0,6	10,5	3,4
KOPE	8,3	8,5	8,1	0,4	10,2	4,3
LETO	8,0	8,3	7,7	0,6	10,4	2,9
Avg	8,0	8,3	7,7	0,6	x	x

Na začátku listopadu teplota půdy nepokračovala v plynulém poklesu z konce října a v první listopadové dekádě rostla. V průběhu druhé dekády začala znovu pozvolna klesat, a ve třetí dekádě již klesala rychleji. V průměru byla v listopadu půda nejteplejší na stanici BYST, nejchladnější na stanici DDHL. Nejvyšší listopadovou teplotu půdy naměřila stanice BOT_PF, nejnižší pak stanice DDHL. Denní amplitudy teploty půdy se na všech stanicích snížily natolik, že rozdíly mezi jednotlivými stanicemi již nebyly výrazné (tab. 7.11).

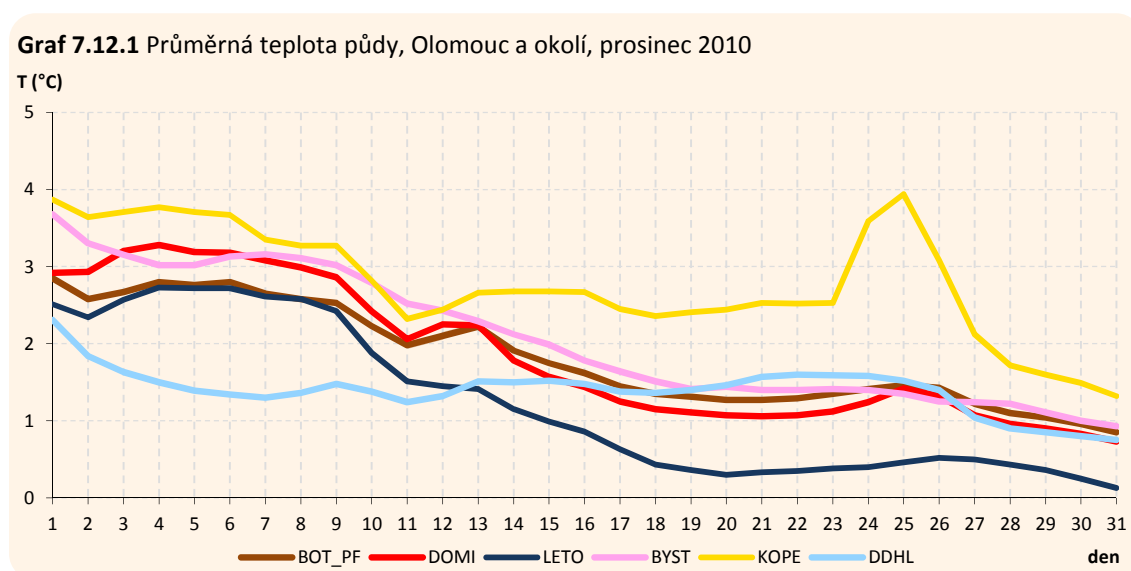
7.12 Prosinec

Průměrná denní teplota

Ve srovnání s předchozími podzimními měsíci byl vývoj průměrné teploty půdy v prosinci odlišný. Při srovnání grafů 7.11.1 a 7.12.1 je zjevné, že půda svou teplotu již výrazně neměnila, ale teplotní křivky jednotlivých stanic byly více nesourodé. Během první prosincové dekády klesala teplota půdy na všech stanicích nesouvisle. Průběh tohoto poklesu na stanici DDHL byl však od ostatních stanic odlišný (graf 7.12.1). Svoji úlohu zde patrně sehrála sněhová pokrývka (pravděpodobně v kombinaci s charakterem reliéfu v okolí této stanice).

Velice nápadný byl v druhé a třetí prosincové dekádě vývoj teploty půdy na stanici KOPE. Na základě grafu 7.12.1 lze počínaje 13. 12. 2010 ve srovnání s ostatními stanicemi konstatovat výrazně vyšší průměrné teploty půdy této stanice. Příčinou byla pravděpodobně inverze (viz kapitola 8). Tento extrémní nárůst průměrné teploty půdy na stanici KOPE mezi 23. 12. 2010 a 25. 12. 2010 o 1,1 °C byl způsoben vysokými hodnotami globálního záření. Zbylé stanice, nacházející se pod horní hranicí inverze, následně vykazovaly zcela jiný režim teploty půdy.

Není tedy překvapením, že nejteplejší stanicí byla v prosinci právě stanice KOPE. Nejchladnější nebyla stanice DDHL, jak by se vzhledem k předchozím měsícům dalo očekávat, ale stanice LETO. Půda této stanice byla od 14. 12. 2010 prokazatelně chladnější než půda na blízkých městských stanicích BOT_PF a DOMI, ale také než půda v podobném reliéfu situované stanice BYST, a dokonce také než půda údolní stanice DDHL (graf 7.12.1).



Denní amplituda teploty, maximální a minimální teplota

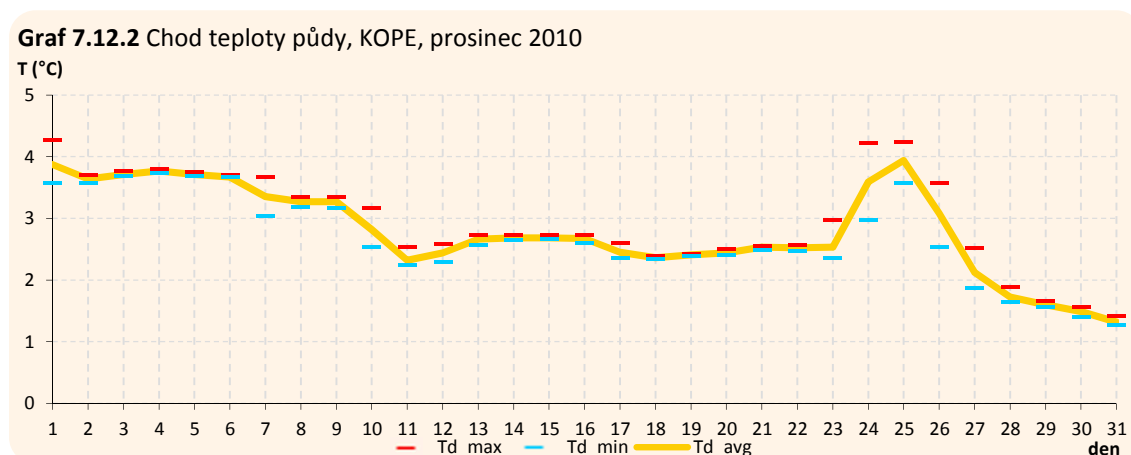
Mírně vyšší průměrné denní amplitudy teplot půdy byly v porovnání se zbylými stanicemi v prosinci zjištěny na stanici KOPE (0,3 °C). Důvodem byla její poloha nad horní hranicí inverze mezi 23. 12. 2010–27. 12. 2010. Denní amplitudy teploty půdy na stanici KOPE v těchto pěti dnech činily v průměru 0,6 °C, zatímco na žádné z dalších stanic nepřesáhly 0,2 °C. Stanice KOPE zároveň 1. 12. 2010 naměřila nejvyšší prosincovou teplotu půdy 4,3 °C (graf 7.12.2).

Na stanicích BOT_PF a DOMI byl chod teploty půdy vzájemně velmi podobný, hodnoty průměrných teplot půdy (1,8 °C, resp. 1,9 °C) i průměrných denních amplitud teploty půdy (0,1 °C, resp. 0,2 °C) si byly blízké. Lze proto sledovat určitou analogii vývoje grafu 7.12.3 a 7.12.4.

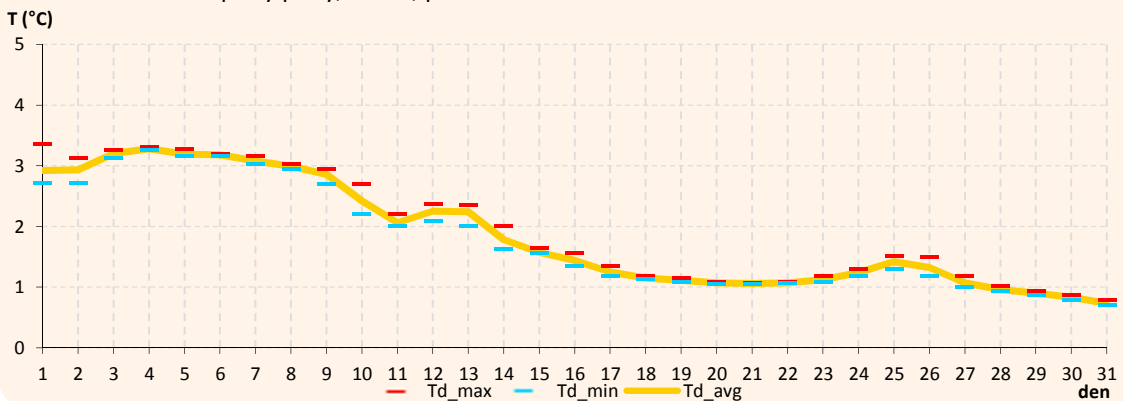
Přestože byly průměrné denní amplitudy teploty půdy stanice BYST (0,2 °C) téměř totožné s těmi, které naměřily stanice BOT_PF a DOMI, křivka zobrazující chod průměrné denní teploty půdy na této stanici vypadá odlišně (graf 7.12.5–7.12.7). Stejně jako v předchozích měsících, stanice BYST téměř nereagovala na drobné změny počasí. Její průměrná prosincová teplota (2,1 °C) byla ze všech stanic nacházejících se pod horní hranicí výše popsané inverze nejvyšší.

Denní amplitudy teploty půdy stanice DDHL vykazovaly v prosinci při srovnání všech stanic podprůměrné hodnoty (v průměru 0,1 °C). Vývoj průměrných, maximálních i minimálních denních teplot půdy byl přitom velmi specifický (graf 7.12.6). Příčinou mohl být vliv místních inverzí, sněhové pokrývky nebo charakteru okolního reliéfu (kapitola 8).

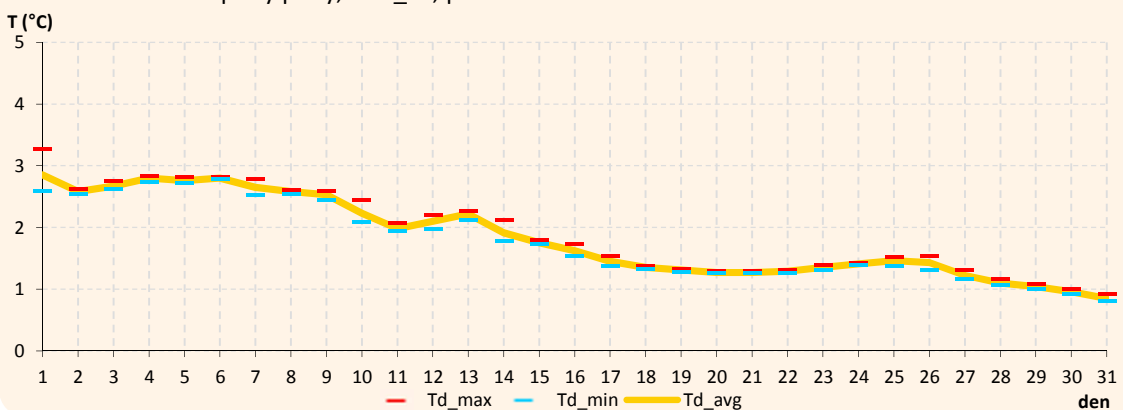
Jak bylo popsáno výše, stanice LETO byla v prosinci, co se průměrných denních teplot půdy týče, nejchladnější. To se odrazilo také na hodnotách minimálních denních teplot půdy, které byly na této stanici nejnižší (graf 7.12.7). Nejnižše zde teplota půdy klesla 31. 12. 2010 na 0,1 °C (počátkem roku 2011 ještě níže). Proč teplota půdy od 10. 12. 2010 do 19. 12. 2010 klesala nejrychleji právě na této stanici, je teprve třeba objasnit.



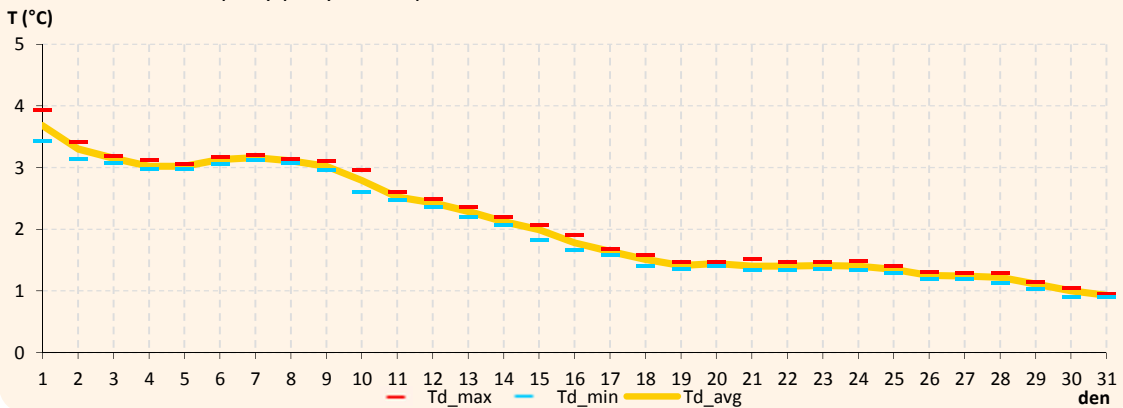
Graf 7.12.3 Chod teploty půdy, DOMI, prosinec 2010



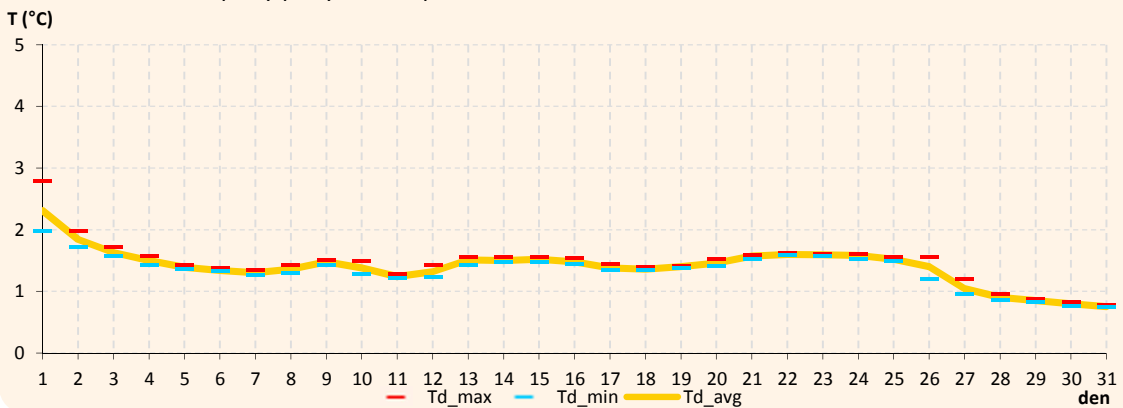
Graf 7.12.4 Chod teploty půdy, BOT_PF, prosinec 2010

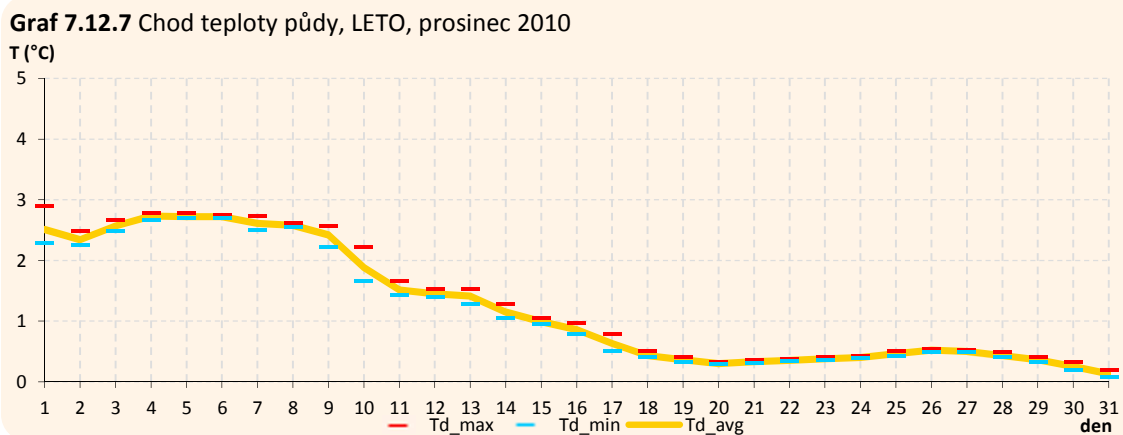


Graf 7.12.5 Chod teploty půdy, BYST, prosinec 2010



Graf 7.12.6 Chod teploty půdy, DDHL, prosinec 2010





Souhrn

Tab. 7.12 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, prosinec 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	1,8	1,9	1,8	0,1	3,3	0,8
BYST	2,1	2,1	2,0	0,2	3,9	0,9
DDHL	1,4	1,5	1,3	0,1	2,8	0,8
DOMI	1,9	2,0	1,8	0,2	3,4	0,7
KOPE	2,8	3,0	2,7	0,3	4,3	1,3
LETO	1,2	1,3	1,2	0,2	2,9	0,1
Avg	1,9	2,0	1,8	0,2	x	x

Chod teploty půdy se v prosinci na jednotlivých stanicích lišil. Nejvyšší hodnoty průměrných denních teplot půdy vykazovala stanice KOPE. Naopak nejnižší byla průměrná teplota půdy na stanici LETO a to přesto, že v první prosincové dekádě byly průměrné denní teploty půdy zřetelně nejnižší na stanici DDHL (tab. 7.12). Denní amplitudy teploty půdy v prosinci výrazně klesly. Díky tomu byly téměř smazány jejich rozdíly mezi jednotlivými stanicemi. To neplatilo pro stanici KOPE, v případě, že se nacházela nad horní hranicí inverze.

7.13 Rok

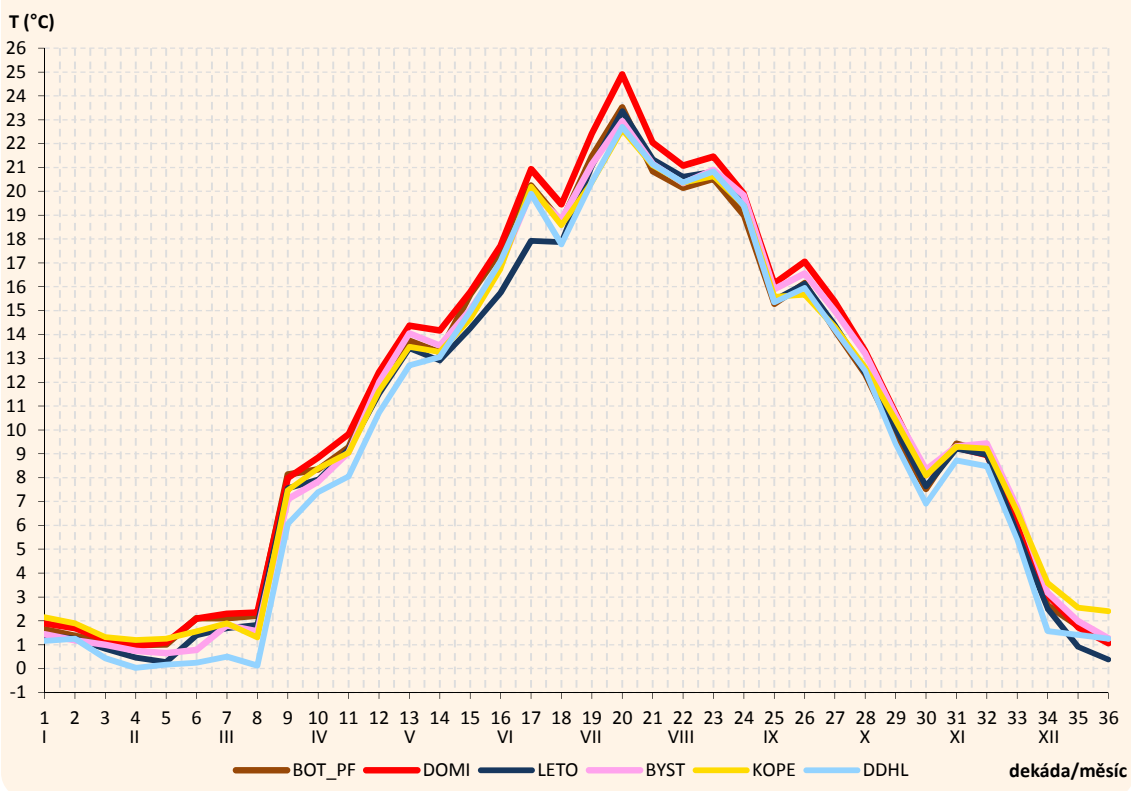
Teplota půdy se na sledovaných stanicích Olomouce a okolí v roce 2010 vyvíjela dle očekávaného ročního chodu s maximem v červenci a minimy na začátku resp. konci roku.

Při srovnání režimů teploty půdy jednotlivých stanic byla zjištěna jejich značná proměnlivost v čase a v prostoru. Ta podmiňovala vysokou dynamiku vztahů půdních teplot mezi jednotlivými stanicemi. Přesto bylo možno sledovat určité základní rysy těchto relací.

Stanicí s v průměru nejvyšší teplotou půdy byla v roce 2010 stanice DOMI, a to zejména díky jejím vyšším teplotám půdy v období vrcholícího léta. Na začátku a na konci roku (tedy

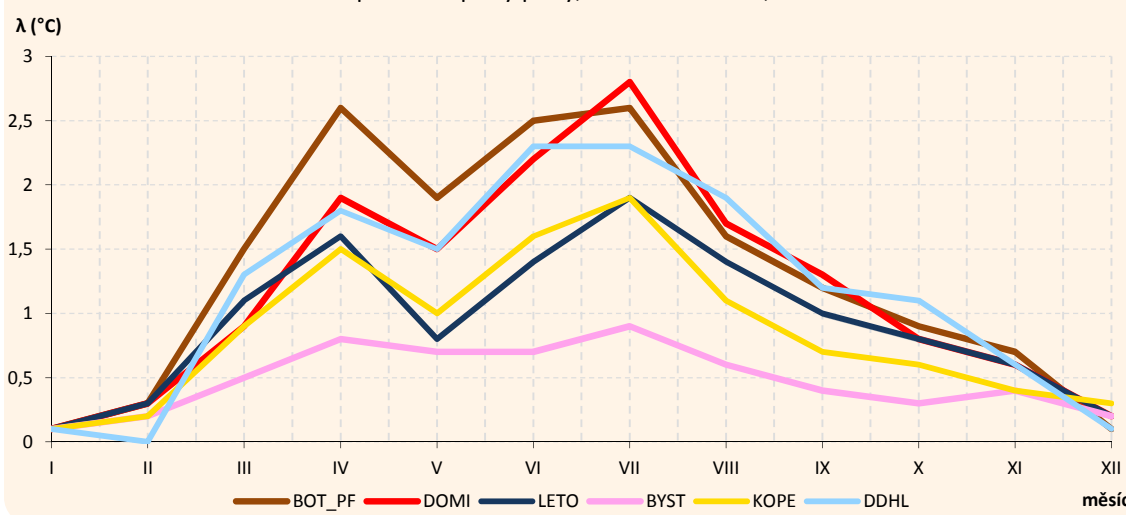
v lednu a v prosinci) se stanicí s nejteplejší půdou stala nejvýše položená stanice KOPE, v říjnu a v listopadu potom stanice BYST. To korespondovalo s celoročně nízkými denními amplitudami teploty půdy stanice BYST. Nejchladnější stanicí, co se teploty půdy týče, byla v průměru roku 2010 stanice DDHL. Její teploty byly vzhledem k zbylým stanicím nižší především na začátcích přechodových období (březen a říjen) (graf 7.13.1). Pozoruhodné byly také nízké červnové teploty půdy stanice LETO (v průměru druhé nejchladnější stanice).

Graf 7.13.1 Průměrná teplota půdy, Olomouc a okolí, 2010



Stejně jako teploty půdy rostly také denní amplitudy teploty půdy směrem k červenci. Jejich vývoj byl však asymetrický (graf 7.13.2). Celkovému trendu se vymykal především květnový pokles denních amplitud teploty půdy, který je možno odůvodnit výrazným snížením intenzity dopadajícího globálního záření, resp. zvýšenou oblačností (kapitola 8). Další pokles denních amplitud teploty půdy směrem ke konci roku byl již poměrně plynulý. V lednu a v prosinci (částečně také v únoru) redukovala hodnoty denních amplitud teploty půdy sněhová pokrývka.

Graf 7.13.2 Průměrná denní amplituda teploty půdy, Olomouc a okolí, 2010



V červenci, kdy dosáhly denní amplitudy teploty půdy maxima, dosáhly vrcholu i rozdíly mezi denními amplitudami teploty půdy na jednotlivých stanicích. Tehdy nejvyšších denních amplitud teploty půdy dosahující stanice DOMI vykazovala v průměru o 1,9 °C vyšší hodnoty amplitud než stanice BYST, která vykazovala nejnižší amplitudy teploty půdy.

Tab. 7.13 Vybrané charakteristiky teploty půdy (°C), Olomouc a okolí, 2010

Stanice	Td_avg	Td_avg_max	Td_avg_min	Td_avg_amp	Td_max	Td_min
BOT_PF	10,5	11,3	9,9	1,4	26,9	0,8
BYST	10,6	11,0	10,4	0,6	24,9	0,6
DDHL	9,9	10,6	9,4	1,2	25,6	-0,1
DOMI	11,0	11,7	10,5	1,2	28,8	0,7
KOPE	10,6	11,1	10,2	0,9	25,3	1,0
LETO	10,2	10,7	9,8	0,9	25,8	0,1
Avg	10,5	11,1	10,0	1,0	x	x

Souhrnná tabulka 7.13 prezentuje zjištěné hodnoty sledovaných teplotních charakteristik pro rok 2010. K údajům o absolutně maximálních a minimálních naměřených teplotách půdy na jednotlivých stanicích je vhodné doplnit jejich datum. Zatímco nejvyšší teploty půdy byly na všech stanicích naměřeny ve stejný červencový den (17. 7. 2010), nejnižší teploty půdy byly na jednotlivých stanicích naměřeny v různých termínech (28. 1. 2010 DOMI a KOPE, 21. 2. 2010 BYST, 23. 2. 2010 BOT_PF, 31. 12. 2010 DOMI a LETO).

Jelikož byly v této kapitole jako charakteristiky maximální a minimální denní teploty půdy prezentovány hodnoty denních amplitud teploty půdy, je pro upřesnění vhodné uvést, že rozdíly maximální a průměrné denní teploty půdy byly v průměru o 0,1 °C vyšší, než rozdíly průměrné a minimální denní teploty půdy.

8. ANALÝZA FAKTORŮ OVLIVŇUJÍCÍCH CHOD TEPLoty PŮDY

Tato stěžejní kapitola práce analyzuje vliv vnitřních i vnějších faktorů ovlivňujících chod teploty půdy na sledovaných stanicích. Jsou zde studovány vztahy teploty půdy s proměnnými vybranými na základě teoretických předpokladů. Jejím cílem je pomocí geografických poznatků o území, výsledků půdního rozboru a především výsledků měření teploty půdy i dalších meteorologických prvků identifikovat základní zákonitosti teplotního režimu půdy v zájmovém území.

8.1 Struktura půdy

Zrnitostní složení

Aplikace výsledků zrnitostního rozboru půdy na výsledky měření teploty půdy poukázala na určité souvislosti mezi podílem frakce písku v jemnozemi a skeletnatostí půdy s chodem teploty půdy.

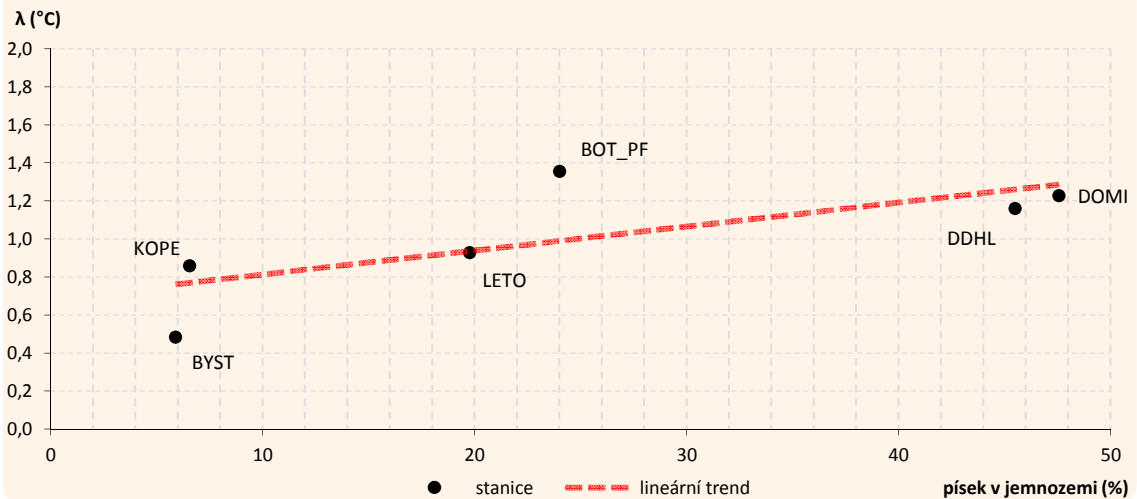
Konkrétně, na grafu 8.1.1 lze sledovat trend růstu průměrné denní amplitudy teploty půdy s rostoucím podílem písčité frakce v jemnozemi. Přesto, že hodnoty stanice BOT_PF se z tohoto jinak plynulého trendu mírně vymykaly (viz dále), je možno konstatovat, že lehčí půdy vykazovaly větší denní teplotní amplitudy než půdy těžší. Tato úměra se přitom v průběhu roku významněji neměnila.

Již tato skutečnost poukazuje na rozdílné tepelné vlastnosti půdy na jednotlivých stanicích. V důsledku nižší tepelné kapacity (vyšší tepelné difuzivity) byly přes značný vliv dalších faktorů (viz dále) stanice s lehčími půdami (DOMI, DDHL) v porovnání s příslušným průměrem všech stanic v létě teplejší než v zimě (graf 8.1.2).

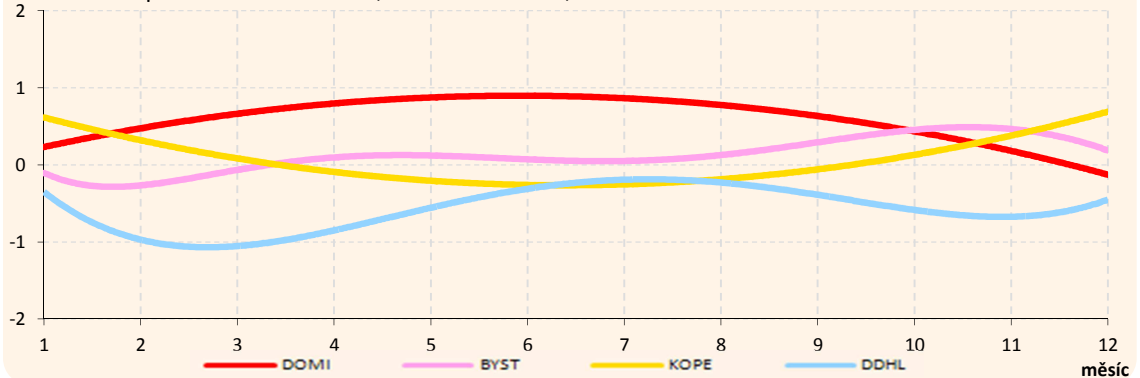
V případě stanice DOMI lze pozorovat vzrůstající rozdíl mezi průměrnými denními teplotami půdy této stanice a průměrnými denními teplotami půdy ostatních stanic v červnu a v červenci. Naopak v zimním období byly průměrné denní teploty půdy na této stanici vzhledem k ostatním stanicím pouze průměrné. V případě stanice DDHL se tento „efekt lehké půdy“ projevil především ve snížení záporných hodnot rozdílů průměrných teplot půdy této stanice a průměrných teplot půdy většiny zbylých stanic v období vrcholícího léta (průměrná teplota stanice KOPE byla v červenci a v srpnu dokonce nižší). Příčina snížení záporných rozdílů průměrné teploty půdy mezi stanicí DDHL a zbylými stanicemi v zimním období byla odlišná – sněhová pokrývka (viz dále).

Dalším faktorem ovlivňujícím chod teploty půdy z hlediska zrnitostního složení (textury) půdy bylo množství skeletu v zemině (graf 8.1.3). Při srovnání grafu 8.1.3 s grafem 8.1.1 je možno sledovat určitou podobnost těchto grafů, která není náhodná. Je možné říci, že tyto grafy navzájem potvrzují svoji validitu.

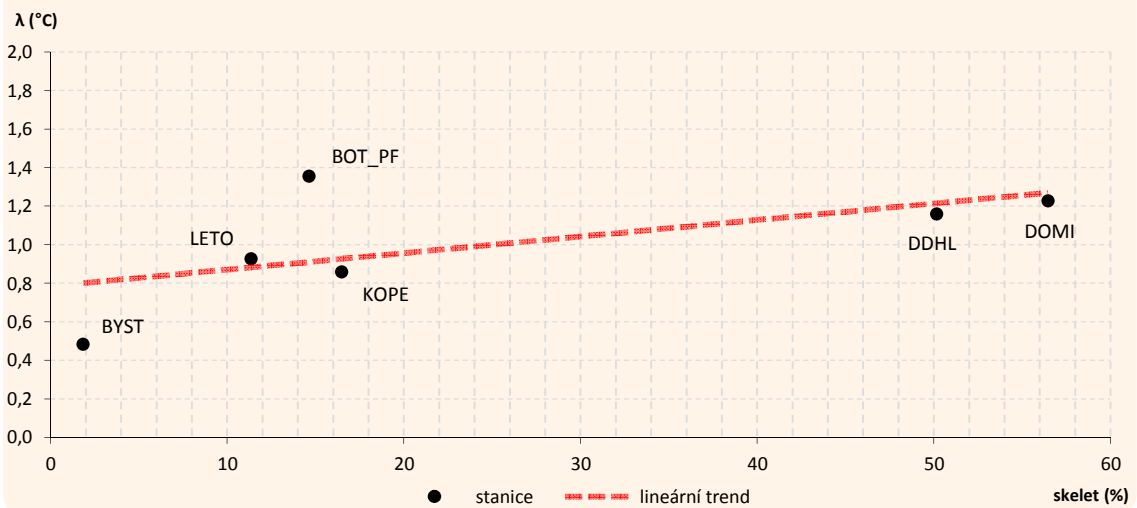
Graf 8.1.1 Průměrná denní amplituda teploty půdy a podíl písku v jemnozemi, Olomouc a okolí, 2010



Graf 8.1.2 Polynomický trend vývoje rozdílu průměrné denní teploty půdy vybrané stanice a průměru všech stanic, Olomouc a okolí, únor 2010



Graf 8.1.3 Průměrné denní amplitudy teplot půdy a podíl skeletu v zemině, Olomouc a okolí, 2010



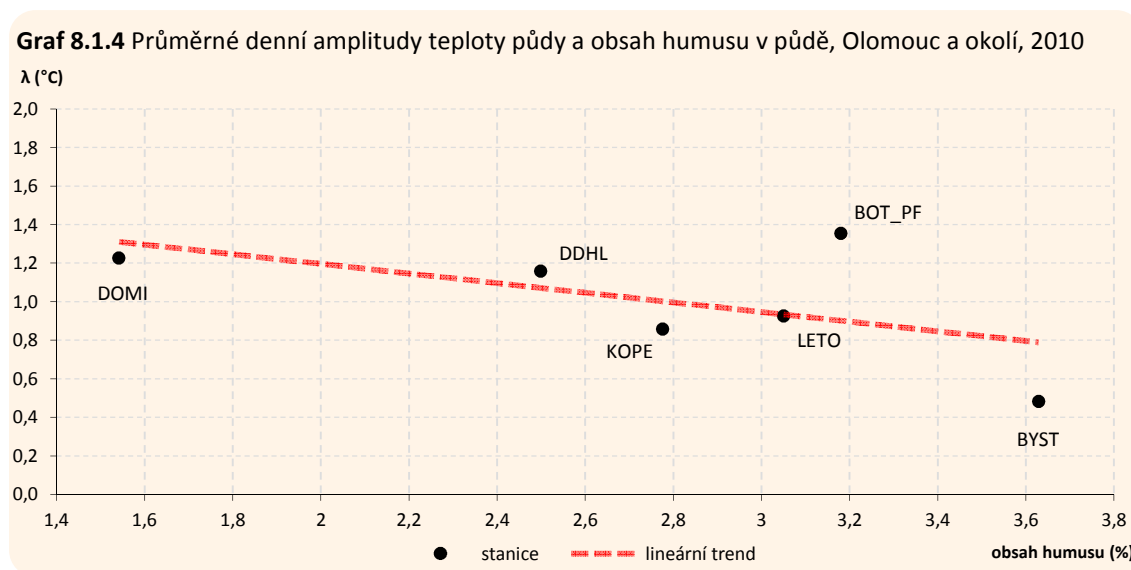
Chemické složení

Ukázalo se, že stanovit chemické složení konvenčními způsoby by vzhledem k náročnosti problematiky a omezenému rozsahu této práce bylo takřka nemožné. Přesto byla (nejen za tímto účelem) experimentálně provedena kolorimetrie, jejíž interpretace je z tohoto hlediska spíše předmětem samostatné studie.

Obsah humusu

Bylo zjištěno, že průměrné denní amplitudy teploty půdy klesaly s rostoucím obsahem humusu (možno vyjádřit jako pokles tepelné difuzivity). Tento jinak plynulý trend nerespektovaly opět pouze hodnoty zjištěné na stanici BOT_PF (graf 8.1.4).

Právě pro vysoký obsah humusu by bylo možné objasnit celoročně nejnižší (vyjma dní se sněhovou pokrývkou) denní amplitudy teploty půdy stanice BYST. Lze však předpokládat, že takto mimořádně nízké hodnoty denních amplitud této stanice umocnily některé další faktory (viz dále).



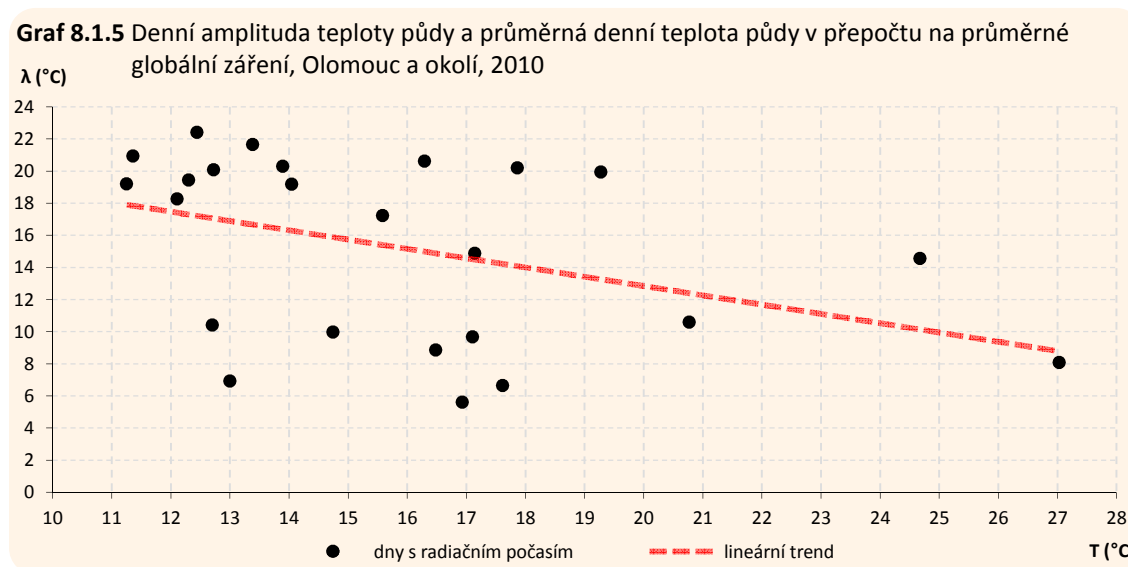
Půdní vlhkost

Ačkoliv nebyla půdní vlhkost průběžně sledována, lze mnohé odvodit na základě zrnitostního rozboru půdy a měření dešťových srážek. Určitou informaci poskytuje také hodnota relativního podílu vody na hmotnosti půdy při odběru půdních vzorků 13. 10. 2011, která se na sledovaných stanicích pohybovala v poměrně malém rozmezí 5–8 %. Při rekonstrukci vlivu půdní vlhkosti na režim teploty půdy hraje zásadní roli výše zmíněné zrnitostní složení půdy. V případě těžších půd je při nasycení vodou předpokládán vyšší podíl

objemu vody v půdě (dochází ke zvýšení tepelné kapacity). Aby bylo možné posoudit vliv půdní vlhkosti na teplotu půdy, bylo by podle Kutílka (1990) třeba pro jednotlivé půdy stanovit polní a plnou polní kapacitu. Dešťové srážky, o nichž je zmínka níže, jsou dalšími faktory působícími na teplotu půdy v souvislosti s vodou.

Fyzikální stav a vlastnosti půdy

Na šíření tepla v půdě měla rovněž vliv samotná hodnota teploty půdy. Teplota půdy nebyla ve více hloubkách studována, vývoj teplotního gradientu tudíž nebyl zjišťován. Na základě výpočtů (kapitola 5), jejichž výsledky jsou prezentovány v grafu 8.1.5, je přesto možné tento vliv částečně sledovat. Konkrétně průběh spojnice trendů zanesené do grafu 8.1.5 lze interpretovat jako přímou úměru mezi teplotou půdy a tepelnou difuzivitou. V důsledku toho byly dále umocněny již poměrně vysoké hodnoty denních amplitud teploty půdy v teplém půlroce (v principu podmíněné vyšší intenzitou globálního záření). Tomu odpovídaly i v průměru o 0,1 °C vyšší rozdíly maximální a průměrné denní teploty půdy než rozdíly průměrné a minimální denní teploty půdy.



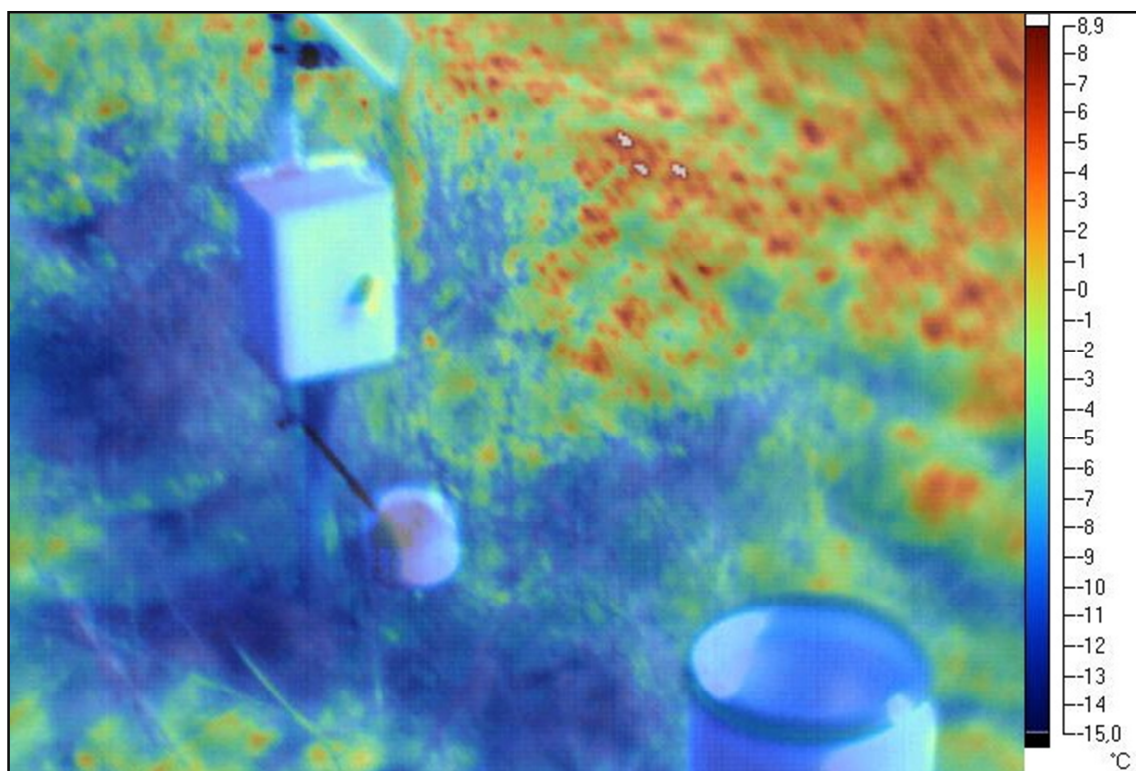
Specifickým prvkem ovlivňujícím režim teploty půdy je v tomto kontextu také promrzání půdy. Půda promrzla v roce 2010 pouze na krátko (28. 1. 2010–30. 1. 2010) na stanici DOMI. Je přitom třeba vzít v úvahu, že teplota byla měřena v hloubce 20 cm, což znamená, že v menších hloubkách půda promrzala na delší dobu a pravděpodobně na více (ne-li všech) stanicích. I tento fakt se podílel na nízkých hodnotách denních amplitud teploty půdy v zimě, jelikož například Geiger, Aron a Todhunter (2003) uvádějí, že promrznutí půdy může snížit její tepelnou kapacitu až o 20 %.

8.2 Aktivní povrch

Stav trávníku

Pokud je aktivním povrchem pod meteorologickou stanicí trávník, měl by být pravidelně udržovaný. Ukázalo se, že v případě teploty půdy může výška a charakter trávníku zásadně ovlivnit výsledky měření.

Na základě vlastního zjištění je nutno poznamenat, že trávník nebyl na všech stanicích stejně vysoký a způsob jeho údržby se významně lišil. Se záměrem vysvětlit nízké amplitudy teploty půdy na stanici BYST byla termálním snímkováním experimentálně zjišťována teplota aktivního povrchu v bezprostředním okolí této stanice. Výsledky termálního snímkování poukázaly na značný vliv vyššího, nepravidelně udržovaného trávníku při této stanici na hodnoty denních amplitud teploty půdy (obr. 8.2.1).



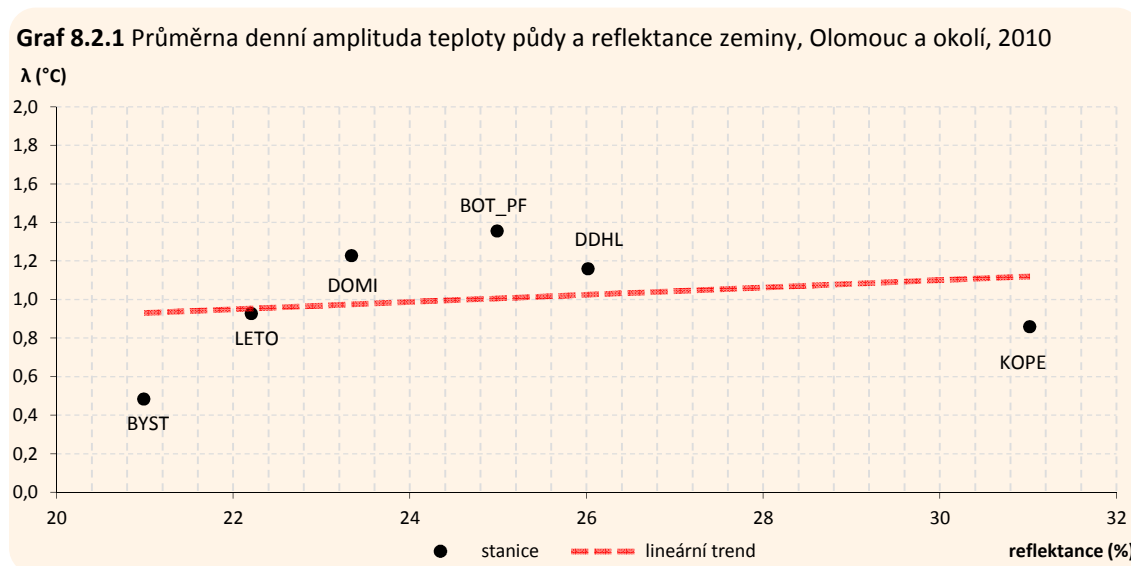
Obr. 8.2.1 Teplota aktivního povrchu v okolí stanice BYST, 3. 2. 2012, 11:00 hod.

Termální snímek na obrázku 8.2.1 byl pořízen 3. 2. 2012 v 11:00 hod., kdy teplota aktivního povrchu pokrytého nižším trávníkem byla vlivem slunečního záření vyšší než teplota aktivního povrchu pokrytého vyšším trávníkem, který se vzhledem k izolačnímu efektu vegetace zahříval pomaleji. Na základě prací Dosoudilové (2010) a Palatky (2011) lze předpokládat, že v noci (období s negativní energetickou bilancí) bude situace opačná.

Stav trávníku se pravděpodobně uplatnil také při vzniku výše prezentovaných, s průběhem zjištěných trendů nekorrespondujících hodnot spojených se stanicí BOT_PF. Vlastním pozorováním bylo zjištěno, že trávník na stanici BOT_PF byl nejen řidší, ale také často a pravidelně kosený. To nepochybně ovlivnilo hodnoty denních amplitud teploty půdy. Takové vysvětlení je zároveň shodné s výsledky měření teploty půdy, které byly zmíněny v kapitole 7 (např. neobvykle vysoké denní amplitudy teploty půdy stanice BOT_PF v dubnu).

Barva půdy

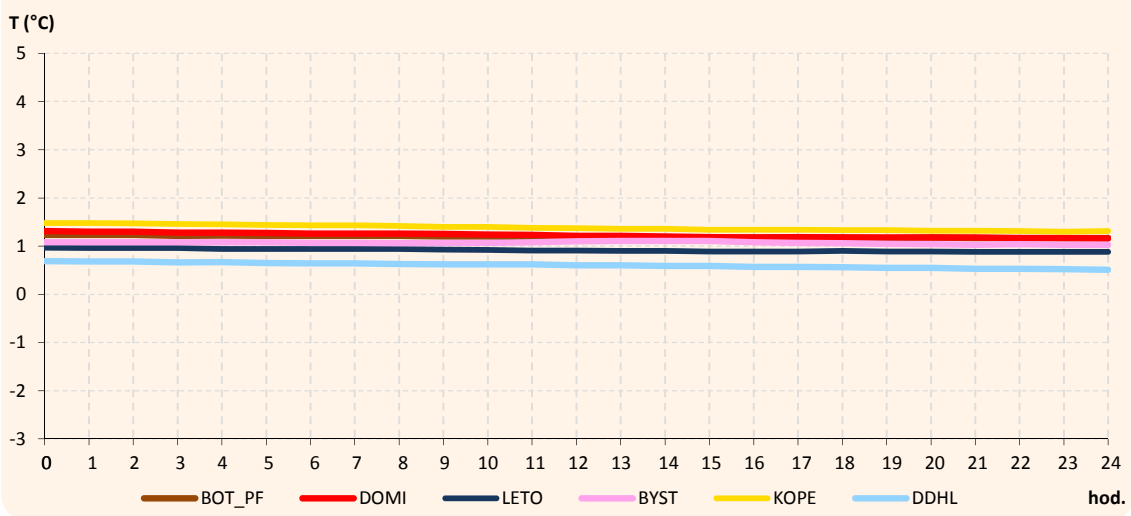
Protože byl aktivním povrchem sledovaných stanic již zmíněný trávník, byl vliv barvy půdy na množství tepla povrchu půdy malý. Z toho důvodu ani graf 8.2.1 nepoukazuje na významnější spojitost mezi albedem (přesněji reflektancí ve viditelném spektru záření) půdy a průměrnými denními amplitudami teploty půdy.



Sněhová pokrývka

Sněhová pokrývka měla na teplotu půdy zásadní vliv. V období souvislé sněhové pokrývky teplota půdy na intenzitu globálního záření téměř nereagovala a vykazovala tak nevýrazný denní chod. Konkrétně 24. 1. 2010 zůstaly hodnoty půdních teplot navzdory radiačnímu režimu počasí téměř beze změny (graf 8.2.2).

Graf 8.2.2 Průměrná teplota půdy, Olomouc a okolí, 24. 1. 2010



V inkriminovaných dnech odpovídal reálný výskyt sněhové pokrývky jejímu předpokládanému výskytu odhadovanému na základě specifického režimu teploty půdy. Ten se projevoval zejména ve výrazném snížení (nejen) denních teplotních amplitud půdy (kapitola 7). Ukázalo se také, že teprve sněhová pokrývky přibližně ≥ 5 cm vysoká s dobou trvání delší než 2 dny dokázala zcela setřít denní chod teploty půdy.

Lze tedy konstatovat, že sněhová pokrývky prokazatelně ovlivňovala režim teploty půdy ve většině lednových dní a také v první polovině dní únorových (na stanici DDHL ještě déle).

Nezanedbatelný byl taktéž vliv tání sněhové pokrývky, který ovlivňoval následný vývoj teploty půdy. Například při tání sněhové pokrývky 20. 1. 2010–24. 1. 2010 (kapitola 7, graf 7.1.1–7.1.7) je na dotčených stanicích nejdříve pozorovatelný pomalý růst (na stanici DOMI dokonce pokles) teploty půdy, a až poté růst strmější. Tento jev byl pravděpodobně způsoben zvýšenou půdní vlhkostí v důsledku tající sněhové pokrývky. Vyšší vlhkost půdy byla spojena s vyššími ztrátami latentního tepla evaporací.

8.3 Počasí

Povětrnostní situace

Informace o vlivu povětrnostní situace nebyly v případě výraznějších změn režimu teploty půdy samoučelné. Zdá se, že pokud je příslušná povětrnostní situace známá, lze na základě pro ni stanovených normálů meteorologických prvků (Křivancová, Vavruška 1997) odvodit určité informace o režimu teploty půdy. To by bylo přínosné zejména v případech, kdy není možno teplotu půdy spolu s dalšími meteorologickými prvky měřit přímo. Z výsledků měření teploty půdy je například patrné, že vyšší hodnoty denních amplitud teploty půdy byly spojeny

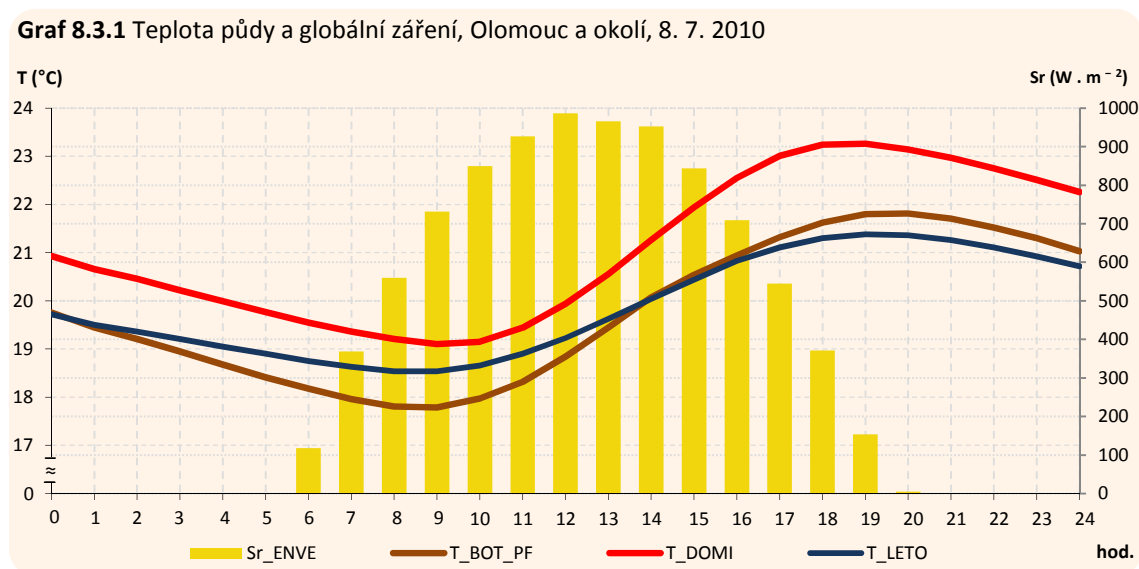
převážně s anticyklonálními povětrnostními situacemi. Anticyklonální povětrnostní situace přitom často vytvářejí podmínky pro vznik radiačního režimu počasí. Lze však sledovat i spojitosti složitější, jejich potvrzení by nicméně vyžadovalo delší časové řady měření teploty půdy.

Globální záření

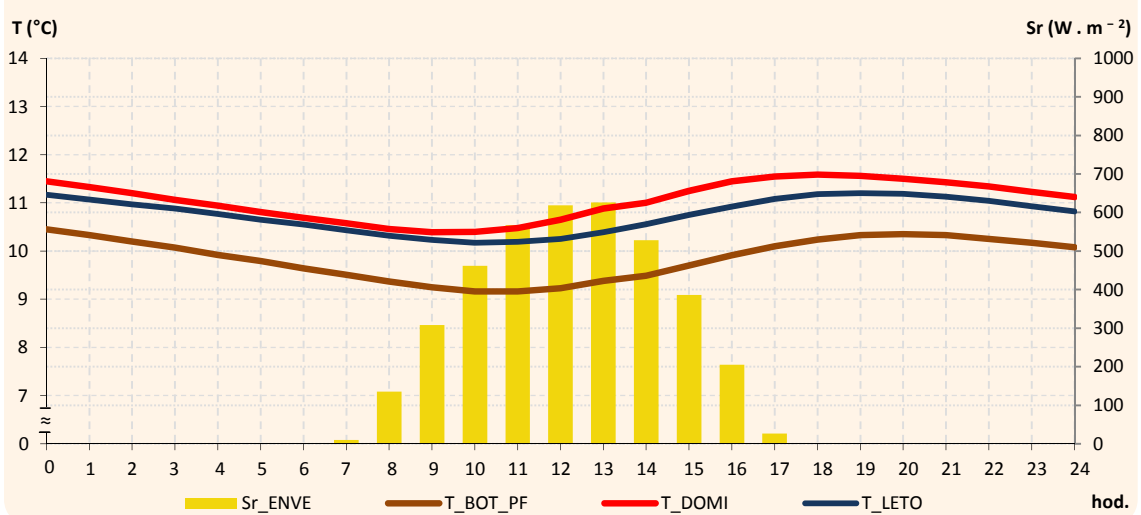
Nejvyšší hodnoty denních amplitud teploty půdy byly v důsledku vysokých hodnot globálního záření zjištěny právě ve dnech s radiačním režimem počasí.

Při srovnání průměrných denních amplitud teploty půdy jednotlivých měsíců je zjevné, že v chladném půlroce byly jejich hodnoty výrazně nižší než v půlroce teplém. Hlavní příčinou byla (intenzitu globálního záření podmiňující) klesající výška Slunce na obloze. Tento fakt demonstrují grafy 8.3.1 a 8.3.2, jež znázorňují vývoj globálního záření a chod teploty půdy při radiačním rázu počasí 8. 7. 2010 (po letním slunovratu), resp. 12. 10. 2010 (po podzimní rovnodennosti).

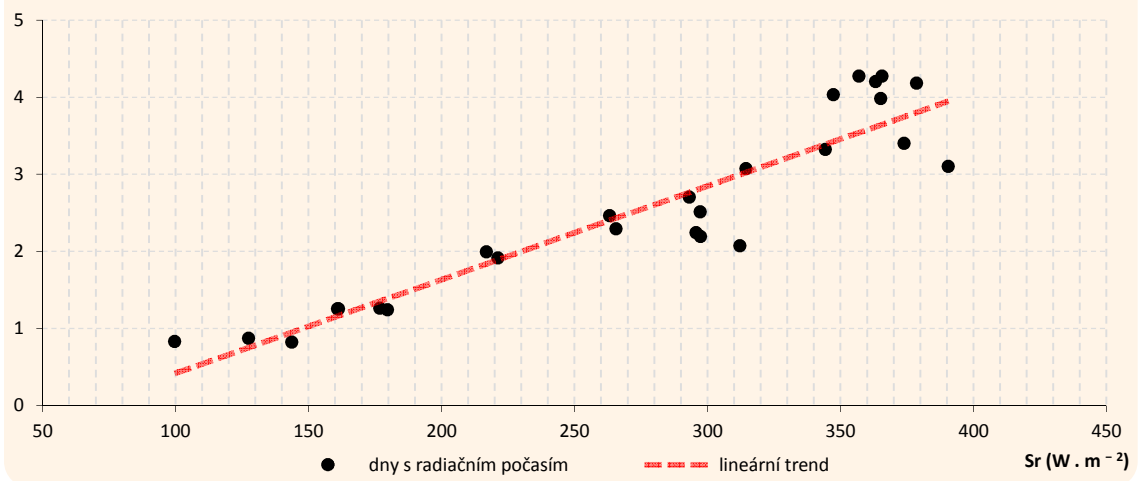
Korelaci denních amplitud teploty půdy s intenzitou globálního záření přesvědčivě vyjadřuje také graf 8.3.3. Ten porovnává denní amplitudy teploty půdy s průměrnou denní hodnotou globálního záření ve dnech s radiačním rázem počasí, kdy bylo možno sledovat vliv globálního záření na teplotu půdy nejpřesněji.



Graf 8.3.2 Teplota půdy a globální záření, Olomouc a okolí, 12. 10. 2010



Graf 8.3.3 Denní amplituda teploty půdy a průměrná denní intenzita globálního záření, Olomouc a okolí, 2010

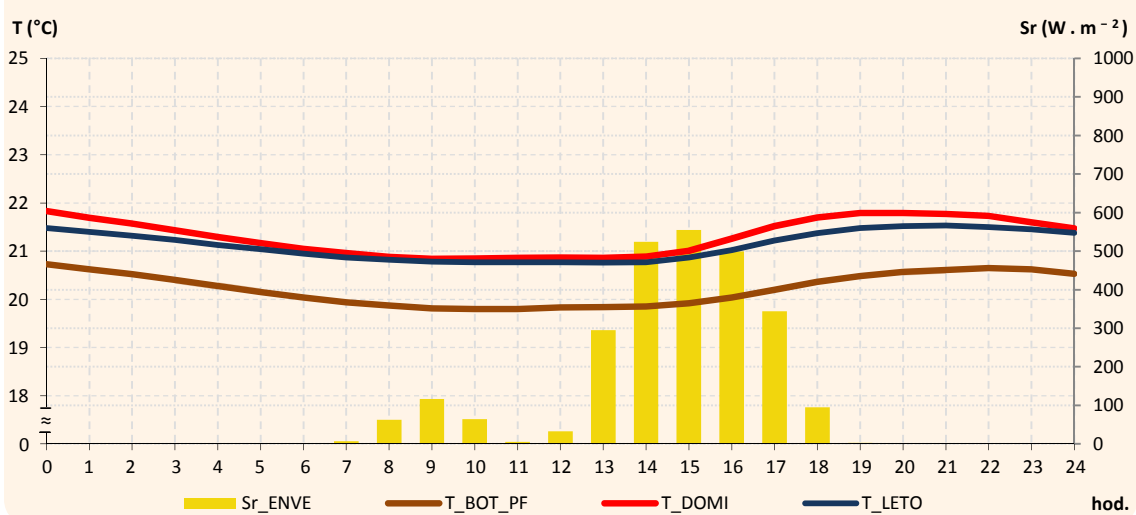


Vliv globálního záření se výrazně uplatňoval také ve dnech, kdy převažoval advekční ráz počasí. Průměrná denní intenzita globálního záření zde však obvykle nebyla tak velká a na teplotu půdy zároveň ve větší míře působily další vlivy počasí (viz níže). Denní amplitudy teploty půdy byly v těchto dnech ve výsledku zřetelně nižší, což ilustruje graf 8.3.4 na příkladu 6. 8. 2010.

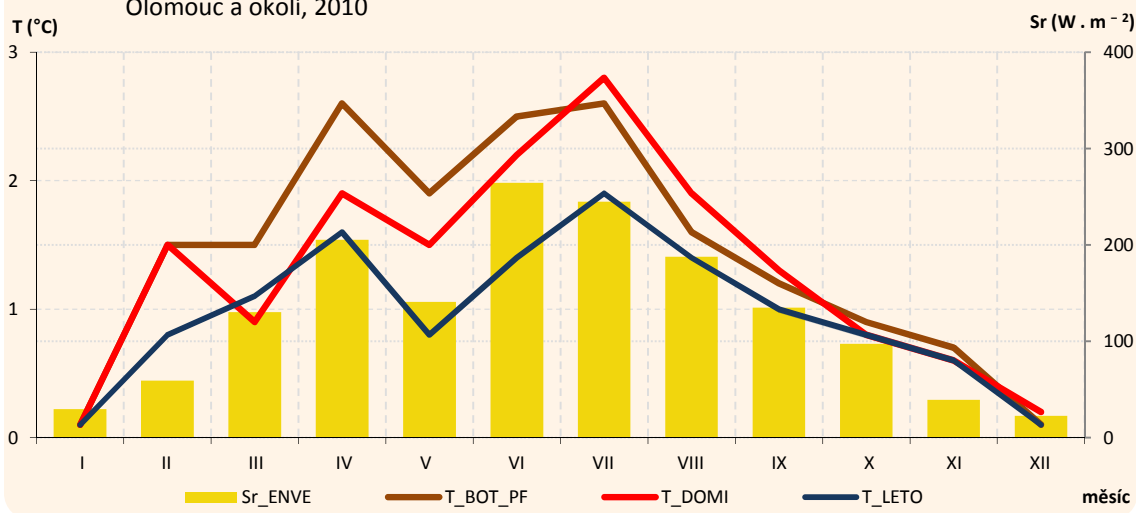
Intenzita globálního záření tedy pochopitelně nezávisela pouze na výšce Slunce, ale také na oblačnosti a dalších atmosférických vlivech (viz dále). V důsledku toho nebyl vývoj denních amplitud teplot půdy v průběhu roku plynulý (graf 8.3.5).

Z grafu 8.3.5 je navzdory výše uvedené závislosti mezi denní amplitudou teploty půdy a globálním zářením zřejmé, že i když maximální intenzita globálního záření připadala na červen, nejvyšší denní amplitudy dosahovala teplota půdy v červenci. Příčinou byla nejspíše vyšší průměrná teplota půdy, díky níž vzrostla také tepelná difuzivita půdy (viz výše).

Graf 8.3.4 Teplota půdy a globální záření, Olomouc a okolí, 6. 8. 2010



Graf 8.3.5 Průměrná denní amplituda teploty půdy a průměrná denní intenzita globálního záření, Olomouc a okolí, 2010

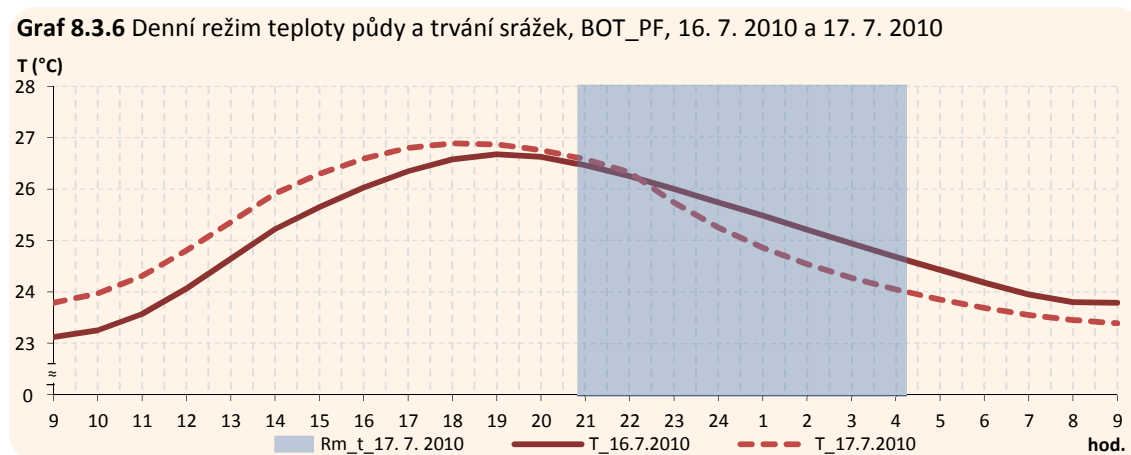


Dešťové srážky

Při analýze výsledků měření byly ve dnech s podobnými hodnotami globálního záření zjištěny pouze nepatrné rozdíly mezi hodnotami denních amplitud teploty půdy ve dnech se srážkami a ve dnech beze srážek. Nepodařilo se tak poukázat na žádnou zjevnou závislost mezi hodnotami denních amplitud teploty půdy a srážkovými úhrny (to však neznamená, že nemohla existovat, jelikož nebyla měřena přímo půdní vlhkost).

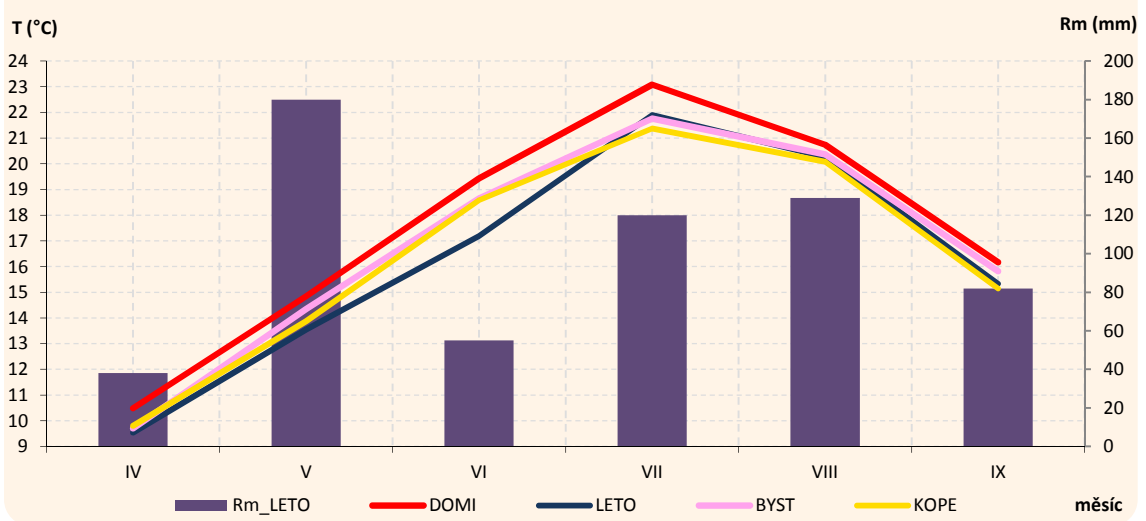
Přesto, jak dokazuje graf 8.3.6, který znázorňuje vývoj teploty půdy ve dvou po sobě jdoucích dnech (16. 7. 2010 a 17. 7. 2010), srážky přesvědčivě ovlivňovaly okamžitou (tedy i průměrnou) teplotu půdy. Počátek znázorněných denních křivek byl přitom stanoven na 9:00 hod. daného dne (možno označit za počátek denního režimu teploty půdy v tomto období) a konec na 8:59 hod. dne dalšího tj. 17. 7. 2010, resp. 18. 7. 2010. Rozdíly v hodnotách

globálního záření byly přitom mezi těmito dny zanedbatelné. Zcela určitě se pak jednalo o tzv. „shower effect“, který Geiger, Aron, Todhunter (2003) vysvětlují ztrátou latentního tepla v důsledku zvýšené evaporace.



Vliv atmosférických srážek (v širším pojetí vody/půdní vlhkosti) na šíření tepla v půdě byl značně komplikovaný (graf 8.3.7). Graf 8.3.7 například poukazuje na spojitost mezi vysokými srážkovými úhrny a neobvykle nízkými teplotami půdy stanice LETO koncem května a začátkem června 2010 (ve vztahu k ostatním stanicím). Příčina nízkých teplot půdy této stanice byla nejspíše spojena s podmáčením půdy v okolí této stanice v důsledku předcházejícího dlouhého deštivého období. Takové interpretaci napovídá i fakt, že amplitudy denních teplot půdy stanice LETO v těchto dnech zůstaly ve vztahu k ostatním stanicím neměnné. Příčinou tedy nemohla být přechodně rozdílná tepelná difuzivita. Navzdory tomu, že denní amplitudy teploty půdy stanice LETO nevykazovaly žádné zvláštnosti, teplota půdy této stanice v inkriminovaném období stoupala evidentně pomaleji než na zbylých stanicích. Takový režim půdní teploty lze objasnit ztrátou latentního tepla evaporací, která mohla ovlivnit průměrnou teplotu půdy, aniž by výrazněji ovlivnila denní amplitudy teploty půdy. Je tak možné konstatovat, že kromě 17. 7. 2010 měly dešťové srážky vliv ve všech dnech, kdy klesla teplota půdy, aniž by významně klesla denní amplituda teplot.

Graf 8.3.7 Průměrná teplota půdy a celkový úhrn srážek, Olomouc a okolí, duben–září 2010

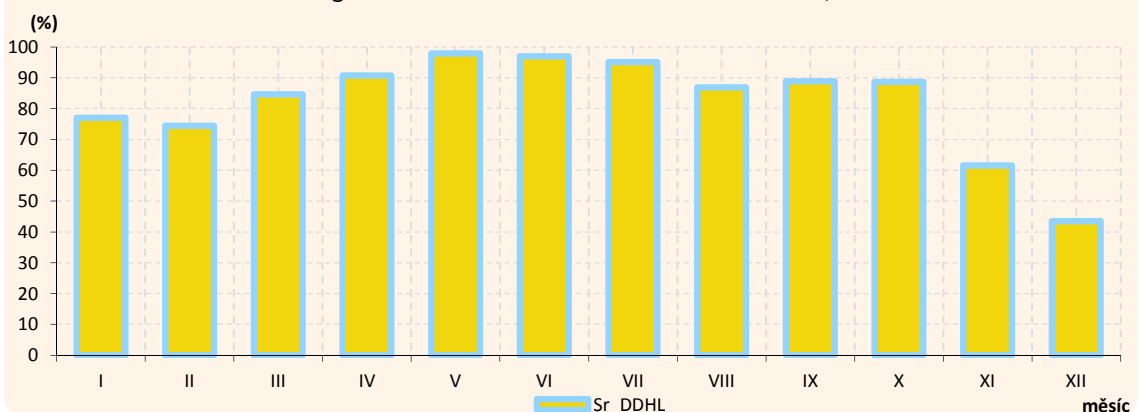


Teplota vzduchu

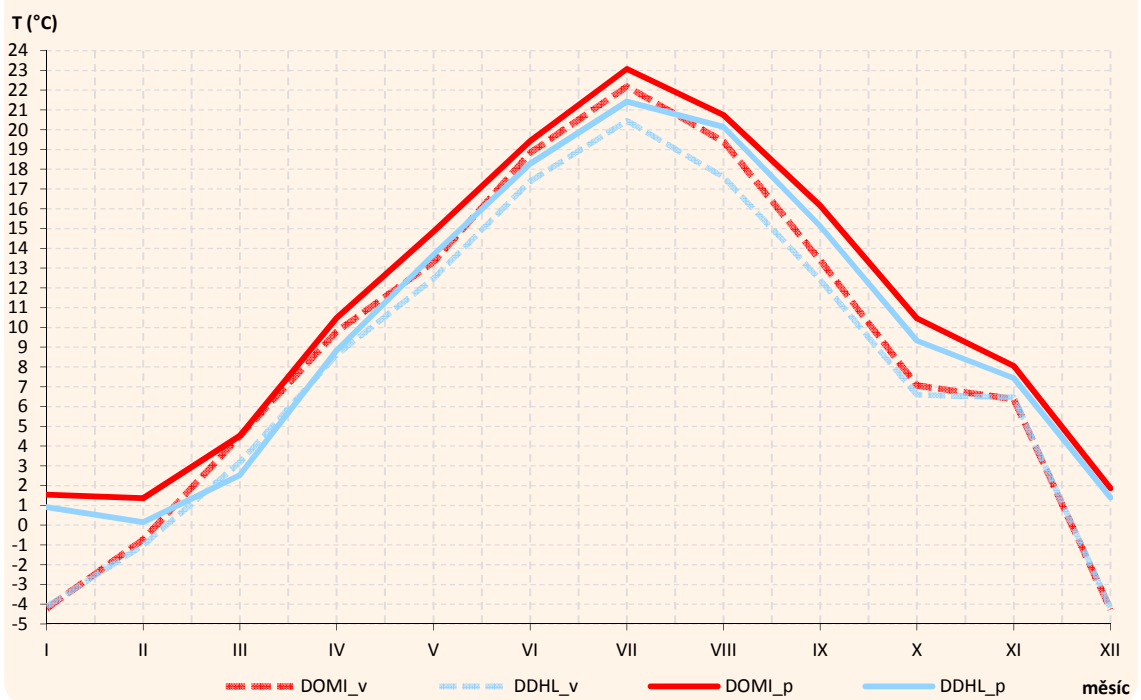
Přesto, že v kapitole 4 bylo zmíněno, že teplota vzduchu nemá vzhledem k jeho nízké tepelné kapacitě významnější schopnost ovlivňovat teplotu půdy přímo, nedá se říci, že by byla teplota půdy na teplotě vzduchu zcela nezávislá. Podařilo se přitom poukázat hned na dva mechanismy nepřímého vlivu teploty vzduchu na teplotu půdy.

První mechanismus je do značné míry podmíněn faktory topoklimatu. Například na grafu 8.3.9 je pozorovatelný analogický vývoj teplotních rozdílů vzduchu a půdy na stanicích DOMI (nejen). Přesněji, v obou případech tyto rozdíly rostly na konci chladného období a klesaly s koncem období teplého. Determinantem těchto výsledků je pravděpodobně specifické klima inverzního údolí v okolí stanice DDHL. Jelikož jsou místní lokální radiační inverze často spojeny s vysokou relativní vlhkostí vzduchu (Liščinský 2008), dochází při jejich výskytu k redukci globálního záření (graf 8.3.8). To vysvětluje výše popsanou podobnost rozdílů teplot vzduchu a půdy.

Graf 8.3.8 Poměrná intenzita globálního záření stanice DDHL k stanici ENVE, 2010

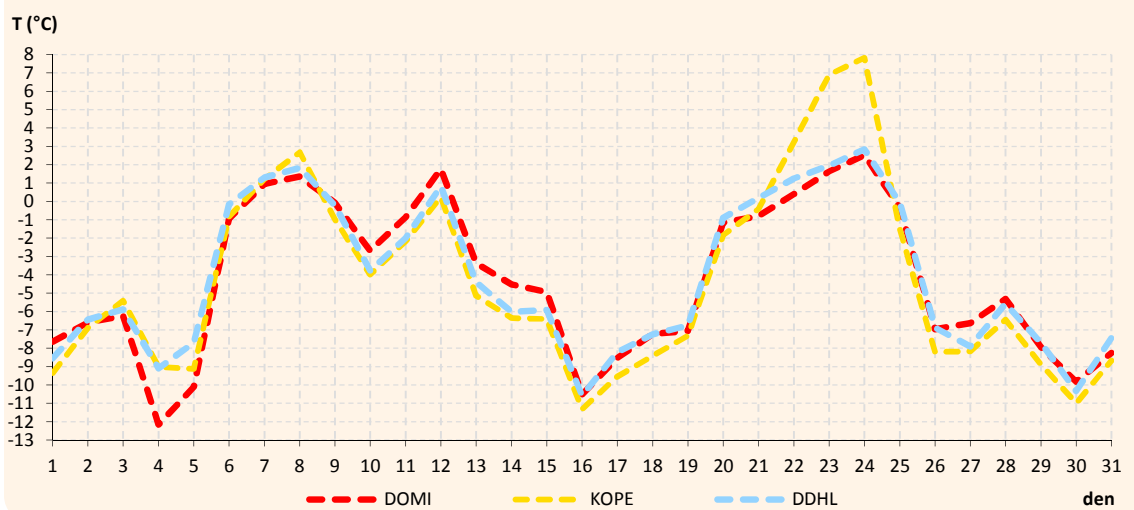


Graf 8.3.9 Průměrná teplota vzduchu a půdy, Olomouc a okolí, 2010



Významný vliv inverzních situací (plošně rozsáhlejšího charakteru) lze pozorovat také vzhledem k nadmořské výšce. Konkrétně na stanici KOPE byl na konci druhé a začátku třetí prosincové dekády jako na jediné ze stanic zjištěn růst teploty půdy (kapitola 7). Graf 8.3.10 potvrzující výskyt teplotní inverze v tomto období zcela vysvětluje specifický vývoj teploty půdy na stanici KOPE, která se v těchto dnech nacházela nad horní hranicí inverze.

Graf 8.3.10 Průměrná teplota vzduchu, Olomouc a okolí, prosinec 2010



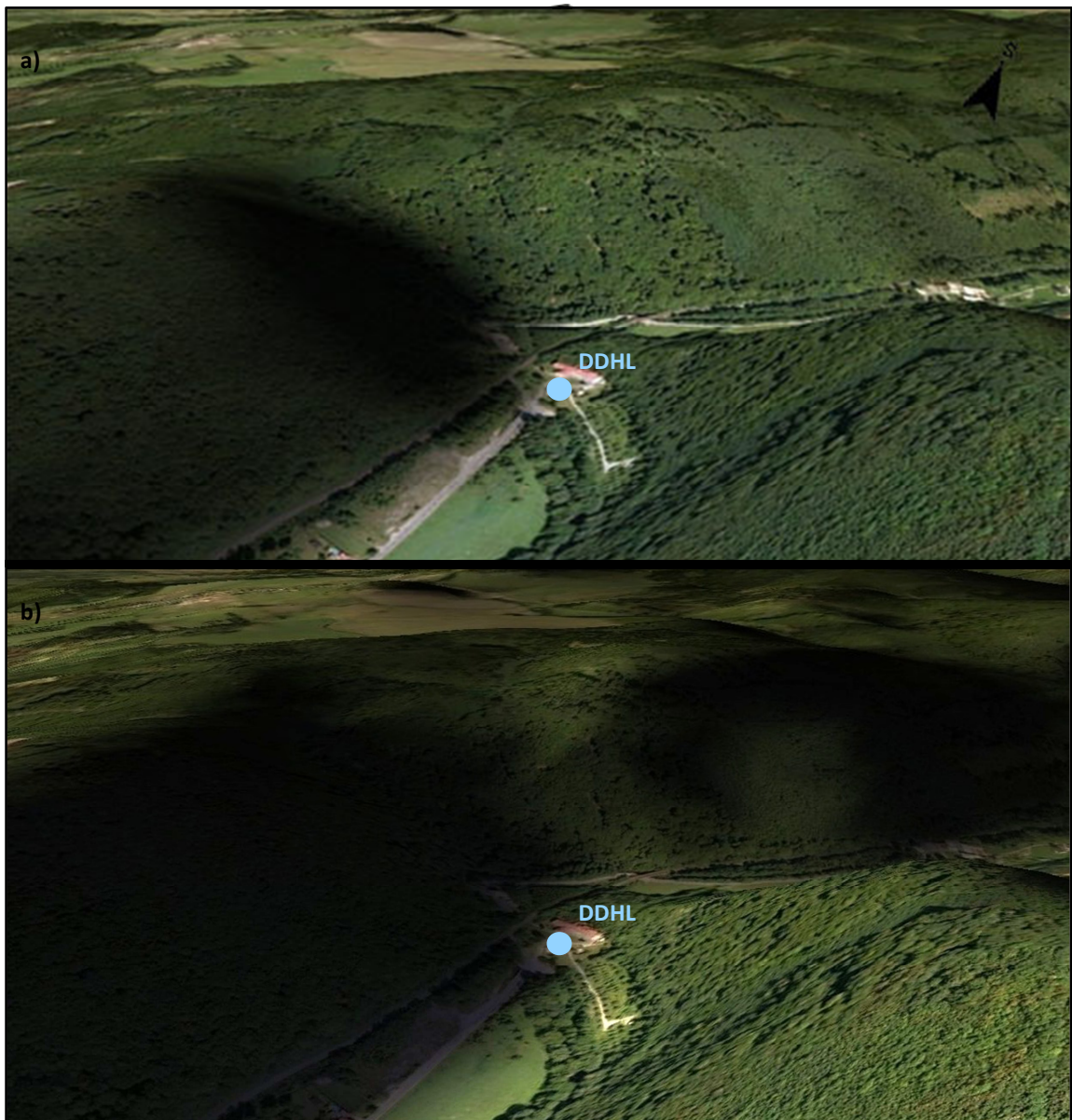
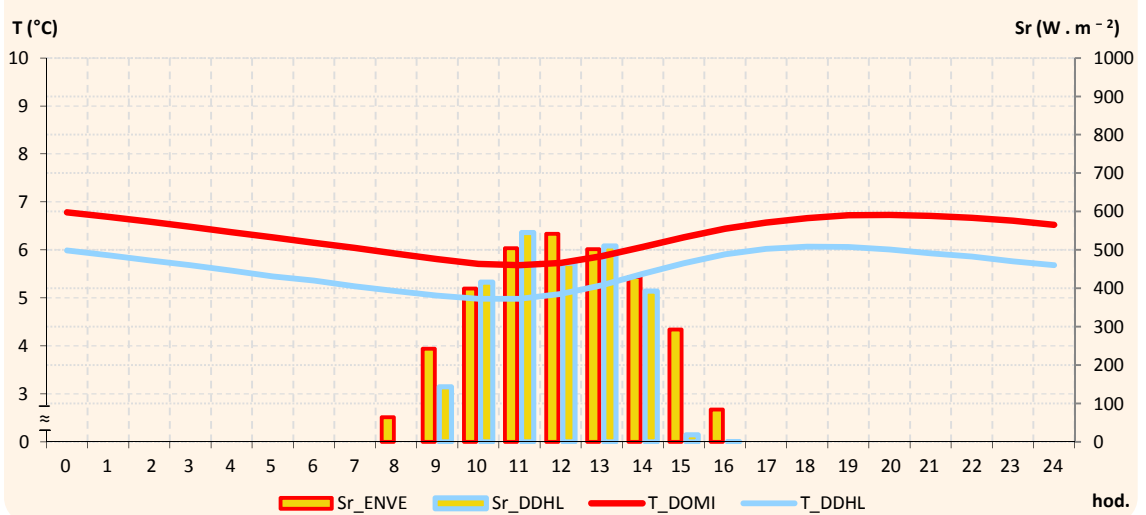
Princip druhého mechanismu vlivu teploty vzduchu na teplotu půdy již není tak úzce spjat s topoklimatem, jako naopak s celkovým rázem počasí. Vliv žádného z výše prezentovaných meteorologických prvků doposud uspokojivě nevysvětlil hlubší souvislosti mezi chodem teploty vzduchu a chodem teploty půdy (které sledoval již Lehnert (2010)). Neobjasněný tak například stále zůstal pokles teploty půdy zjištěný od 24. 11. 2010 do 2. 12. 2010, který nebyl provázen žádnou výraznou změnou sledovaných meteorologických prvků kromě teploty vzduchu. Vysvětlení nabízí práce Rettinga (1956), kde je popsána změna gradientu tlaku vodních par v půdě při déletrvajícím poklesu teploty vzduchu. Pokud se tento gradient stal kladným, následovaly velké ztráty latentního tepla evaporací.

8.4 Georeliéf a město

Z výsledků výše prezentované analýzy vnitřních faktorů ovlivňujících chod teploty půdy je zřejmé, že posouzení vlivu georeliéfu a města vůbec je při nízkém počtu rozmanitých půdních vzorků nesnadným úkolem. Za situace, kdy jsou známy hodnoty více sledovaných meteorologických prvků na jednotlivých stanicích je však možno podložit vlivy georeliéfu a města na teplotu půdy znalostmi působení daných meteorologických prvků na chod teploty půdy.

Klíčová v tomto smyslu nebyla pouze intenzita, ale i délka trvání globálního záření (graf 8.4.1). Ta byla kratší zejména na stanici DDHL položené na dně údolí. Příčinou této skutečnosti byl jak samotný georeliéf zastiňující dno údolí, tak výše popsané radiační inverze vznikající rovněž v důsledku georeliéfu. Při východu Slunce 30. 10. 2010 nebyly nulové hodnoty globálního záření na stanici ENVE zaznamenány již v 8:00 hod., kdy na stanici DDHL nedopadalo žádné globální záření. Při západu Slunce byl na stanici DDHL sice rovněž sledován prudký pokles intenzity globálního záření mezi 13:00–14:00 hod., kdy reliéf zastínil okolí stanice (obr. 8.4.1), ale nulové hodnoty globálního záření byly (na rozdíl od rána) na stanici DDHL naměřeny ve stejnou dobu jako na stanici ENVE, tedy po 16:00 hod. Tyto nízké hodnoty globálního záření na stanici DDHL mezi 14:00–16:00 hod. patrně odpovídaly střídavému zastínění stanice v důsledku nerovnosti reliéfu.

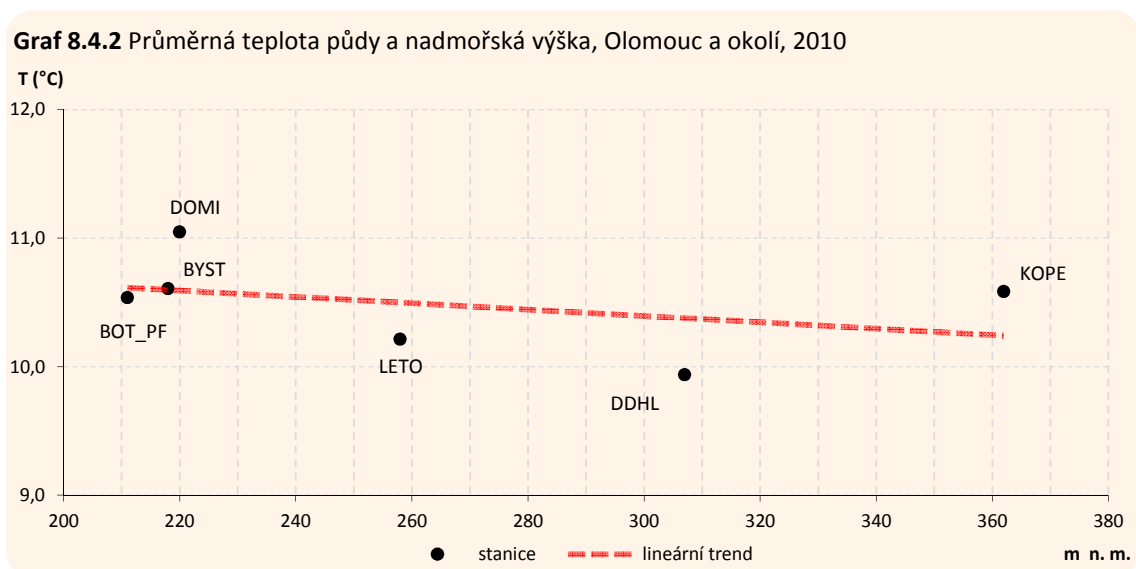
Graf 8.4.1 Teplota půdy a globální záření, Olomouc a okolí, 30. 10. 2010



Obr. 8.4.1 Oslunění okolí stanice DDHL 30. 10. 2010, a) 14:30 hod., b) 15:30 hod. (pouze orientačně)
(zdroj: GEODIS Brno 2012; upraveno)

Potenciál inverzí snížit množství globálního záření a ovlivnit tak chod teploty půdy byl již popsán výše. Inverze však zcela jistě nebyly jediným meteorologickým faktorem snižujícím úhrny globálního záření na místní úrovni. Například ve všech měsících v roce 2010 byly naměřeny v průměru vyšší hodnoty globálního záření na stanici BYST (mimo město) než na stanici ENVE (v centru města). Případný dopad a působení atmosférického znečištění v okolí města (Olomouce) by musel být v tomto smyslu blíže studován. Paradoxem v každém případě je, že stanice BYST, která v průměru jevila v roce 2010 nejvyšší úhrny globálního záření, měla převážnou část roku nejnižší denní amplitudy teploty půdy (viz výše). To jen dokazuje složitost a komplexnost studia jednotlivých faktorů působících na režim teploty půdy.

Podrobněji a samostatně by musel být studován také případný návětrný efekt reliéfu v souvislosti s oblačností snižující intenzitu a délku trvání globálního záření. Nejen z tohoto důvodu graf 8.4.2 srovnávající průměrnou teplotu půdy sledovaných stanic s jejich nadmořskou výškou poskytuje spíše orientační výsledky.



9. SHRNUÍ A DISKUSE VÝSLEDKŮ

Ze sledovaných meteorologických stanic (BOT_PF, BYST, DDHL, DOMI, KOPE, LETO) rozmístěných v Olomouci a okolí vykázala nejvyšší průměrnou roční teplotu půdy v roce 2010 stanice DOMI (11,0 °C) a nejnižší stanice DDHL (9,9 °C). Tytéž stanice zaznamenaly zároveň absolutně nejvyšší (28,8 °C), resp. absolutně nejnižší (-0,1 °C) naměřenou teplotu půdy. Stanice DOMI a DDHL však nejevily nejvyšší resp. nejnižší teploty půdy v průběhu celého roku. Pomyslné pořadí stanic podle teploty půdy se často měnilo. Proměnlivé byly v porovnání jednotlivých stanic také hodnoty denních amplitud teploty půdy (tj. hodnoty minimálních a maximálních teplot půdy), které byly v průměru nejvyšší na stanici BOT_PF (1,4 °C) a nejnižší na stanici BYST (0,6 °C).

Analýza výsledků měření teploty půdy ukázala, že zásadní vliv na hodnoty denních amplitud teploty půdy měl druh půdy a charakter trávníku. Tepelná difuzivita byla přitom vyšší na lehčích a nižší na těžších půdách. K podobným výsledkům došel rovněž Hora (2011) při měření v lokalitě Pánov. Odpovídající změny v tepelném toku při různé výšce a charakteru travinných porostů v mongolské stepi popsali také Gan, Peng, Peth, Horn (2012). Zdá se, že denní amplitudy teploty půdy klesaly rovněž s rostoucím obsahem humusu. K analogickému zjištění dospěli i Abu-Hamdeh, Reeder (2000). Zásadní vliv na hodnoty denních amplitud teploty půdy měla také přítomnost sněhové pokrývky. Během jejího více jak dva dny trvajících výskytu s výškou přibližně ≥ 5 cm docházelo k zániku denního chodu teploty půdy a vzniku specifického režimu půdní teploty. Pokladníková, Rožnovský, Dufková (2006) přisuzovali sněhové pokrývce významný vliv až při výšce okolo 10 cm. Avšak Mellander, Laudon, Bishop (2005) zjistili při nízké sněhové pokrývce nezvykle vysokou prostorovou variabilitu teploty půdy.

Hodnoty denních amplitud teploty půdy neměly v dlouhodobějším horizontu významnější vliv na průměrné teploty půdy sledovaných stanic. Průměrné (denní, měsíční, roční) teploty půdy byly mnohem více ovlivňovány vnějšími meteorologickými faktory a jejich charakteristikami na úrovni topoklimatu.

Zásadní roli v tomto směru hrála intenzita a délka trvání globálního záření. Ta byla, kromě výšky Slunce nad obzorem, na jednotlivých stanicích ovlivňována georeliéfem a atmosférickými (meteorologickými) vlivy. Velký význam měla z tohoto pohledu dispozice stanice DDHL, která se nacházela na dně údolí, kam dopadalo méně globálního záření.

Z atmosférických vlivů pak intenzitu globálního záření prokazatelně snižovala především inverzní oblačnost. Jelikož je inverzní oblačnost podmíněna kladným vertikálním teplotním gradientem vzduchu, nelze říci, že by teplota půdy zcela nezávisela na teplotě vzduchu. Teplota vzduchu navíc na teplotu půdy působila patrně také prostřednictvím parciálního napětí vodních par v půdě. Tento mechanismus popsal již Retting (1956). Určitou spojitost mezi teplotou vzduchu a teplotou půdy sledoval také Lehnert (2010), který ji však blíže nespécifikoval.

Nepříliš objasněný vliv na teplotu půdy měla půdní vlhkost, která však byla odhadována pouze na základě srážkových úhrnů. Její dopad na chod teploty půdy proto nelze na základě provedených analýz přesněji stanovit. Elizbarashvili (2010) v případě některých půd poukázal na nárůst dotykových ploch humusových fragmentů s rostoucí vlhkostí (vlivem toho stoupala tepelná vodivost). Tarnawski a Leong (2000) dokonce prezentovali přímo úměrný vztah mezi podílem jílovitých částic v půdě a kritickou hodnotou obsahu vody v půdě, od které se teplená vodivost půdy již nezvyšovala.

Naopak dešťové srážky působily za dostatečně vysokých úhrnů (konkrétní hodnoty byly pravděpodobně pro každou stanici jiné) na teplotu půdy zcela evidentně, a to na základě tzv. „shower effectu“. Tento jev již dříve popsali Geiger, Aron, Todhunter (2003).

Jelikož byly všechny meteorologické stanice umístěny na rovných plochách, spočíval bezprostřední vliv georeliéfu na režim teploty půdy pouze v relativní poloze stanic vůči okolnímu terénu, což dobře dokumentují výsledky meteorologického měření z údolní stanice DDHL. Vliv nadmořské výšky nebylo vzhledem k malým výškovým rozdílům jednotlivých stanic možno kvantifikovat.

Ovšem georeliéf ovlivňoval režim teploty půdy také sekundárně – prostřednictvím charakteru místního klimatu. Zde lze zejména poukázat na výše popsané působení inverzí, které se v inkriminovaných dnech projevovalo ve výrazně vyšších denních amplitudách teploty půdy (pří déle trvajícím působení také vyššími průměrnými denními teplotami půdy) na nejvýše položené stanici KOPE. Vliv specifik místního klimatu na režim teploty půdy předpokládal také Elizbarashvili (2010).

Dopad městského klimatu na režim teploty půdy nebyl zcela zřejmý, nicméně lze uvažovat o možném vlivu atmosférického znečištění v okolí městských stanic. Indicií pro tento názor byly stabilně nižší hodnoty globálního záření na městské stanici ENVE než na mimoměstské stanici BYST.

Konkrétní vliv města na režim teploty půdy se tedy přes nastínění některých jeho aspektů nepodařilo vyjádřit. Tang, Shi, Gao, Daniels, Jiang, Liu (2011) ve své rozsáhlé studii sice prokázali vyšší teplotu půdy v městském prostředí, avšak pouze v případě, že byla na všechny

stanice rozmístěna identická půda, což na jednu stranu umožnilo kvantifikovat vliv města na teplotu půdy, ale na druhou stranu tyto uměle vytvořené podmínky neodpovídaly skutečné geografické realitě.

10. ZÁVĚR

Charakteristiky získané při rozboru hodnot teploty půdy poukázaly na značnou proměnlivost a složitost režimu teploty půdy v Olomouci a okolí. Při vzájemném srovnání hodnot teploty půdy na sledovaných stanicích bylo přesto možno rozpoznat a následně interpretovat jejich individuální charakteristické rysy.

Ukázalo se, že přestože byly hlavními determinanty režimu teploty půdy charakter a stav aktivního povrchu a strukturální vlastnosti půdy, režim teploty půdy ovlivňovaly také místní klimatotvorné faktory (zejména okolní reliéf). Důsledky vlivu krajiny a klimatu města na režim teploty půdy nebyly mimo bezprostřední dosah parovodů a dalších antropogenních tepelných zdrojů jednoznačné. Příčinou byla složitost vztahů dílčích faktorů ovlivňujících režim teploty půdy. Individuální přístup k dalšímu studiu režimu teploty půdy ve městě a jeho okolí je tak nevyhnutelný.

11. SUMMARY

This diploma thesis represents a contribution to the topoclimatological research in the city of Olomouc, the Czech Republic and its surroundings. It focuses on a description of the soil temperature regime in the year 2010. The main aim was to analyse these data from the spatial point of view, or, more precisely, the influence of the relief and city landscape on the soil temperature regime was expected to be followed.

In the introductory chapters both geographical conditions of the studied area, which could influence climatological features, and theoretical assumption of factors influencing the soil temperature regime were precisely described.

The study itself was particularly based on a data series which was measured at six meteorological stations. These meteorological stations, which were located on representative places in Olomouc and its surroundings, measured, in particular, the soil temperature at the depth of 0.2 m and also other meteorological features used for analysis of the influence of topoclimatological and meteorological factors on the soil temperature regimes. The data analyses dealt mainly with the daily temperature regime and its spatial and temporal variations.

It was found that not only did the structure of soil and properties of the active surface have a significant impact on soil temperature regimes; the substantial influence of topoclimatological factors was described as well. From this point of view not only direct impact of relief was proved, but also some aspects of indirect impact of the relief were successfully determined, especially the impact of air temperature inversion on the soil temperature regime was described.

The impact of some meteorological features themselves on the soil temperature regime was proved. The relationship between the soil temperature and air temperature and also the dependency of the soil temperature on the intensity of solar radiation was described. The results also indicate the possible influence of precipitation and atmospheric pollution on soil temperature.

Despite the fact that some aspects of influence of the city landscape on the soil temperature regime were proven, the complete impact of the city on this regime was ambiguous.

In conclusion, some aspects of influence of relief and topoclimatological factors on soil temperature were successfully proved. Furthermore, the results of this study indicate possible

influence of the city landscape on its soil temperature regime. Nevertheless, other studies are required to accurately describe the impact of city landscape on soil temperature regime.

12. SEZNAM LITERATURY

ABU-HAMDEH, N. H., REEDER, R. C. (2000): Soil Thermal Conductivity: Effects of Density, Moisture, Salt Concentration and Organic Matter. *Soil science society of America Journal*, 64, č. 4, s. 1290–1296.

BEDRNA, Z., GAŠPAROVIČ, J. (1980): Typy teplotného režimu pôd ČSSR. *Geografický časopis*, 38, č. 1, s. 60–77.

BEDRNA, Z. (1989): Pôdné režimy. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 221 s.

COUFAL, V., KOTT, I., MOŽNÝ, M. (1993): Národní klimatický program ČR: Teplota půdy v chladné části roku v období 1961–1991 na území České republiky. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 37 s.

ČSÚ (2007): Srovnání klimatických hodnot s normálem v meteorologických stanicích na území kraje. In.: *Statistická ročenka Olomouckého kraje 2007* [online], Český statistický úřad [12. 2. 2010]. Dostupný z WWW: <<http://www.chmi.cz/meteo/om/mk/typs08.html>>.

ČSÚ (2011): Počet obyvatel v obcích Olomouckého kraje k 1. 1. 2011 [online]. Český statistický úřad [7. 3. 2012]. Dostupný z WWW: <http://notes2.czso.cz/xm/redakce.nsf/i/pocet_obyvatel_v_obcich_olomouckeho_kraje_k_1_1_2011>.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P. (2006): Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny. AOPK ČR, Brno, 582 s.

DOSOUĐILOVÁ, B. (2010): Vliv georeliéfu a aktivního povrchu na režim povrchové teploty na základě vyhodnocení termálních snímků. Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 52 s.

ELIZBARASHVILI, E. SH. a kol. (2007): Specific Features of Soil Temperature Regimes in Georgia. *Eurasian Soil Science*, 40, č. 7, s. 761–765.

ELIZBARASHVILI, E. SH. a kol. (2010): Temperature Regime of Some Soil Types in Georgia. *Eurasian Soil Science*, 43, č. 4, s. 461–470.

FIEDLER-MÁGR ELEKTRONIKA PRO EKOLOGII. c2010–2012 [27. 3. 2012]. Dostupný z WWW: <<http://www.fiedler-magr.cz/cs/node/450>>.

GAN, L., PENG, X., PETH, S., HORN, R. (2012): Effects of grazing intensity on soil thermal properties and heat flux under *Leymus chinensis* and *Stipa grandis* vegetation in Inner Mongolia, China. *Soil and Tillage Research*, 118, s. 147–158.

GEIGER, R., ARON, R. H., TODHUNTER, P. (2003): *The Climate Near the Ground*. Rowman & Littlefield publishers, Inc., Lanham, 584 s.

GEODIS BRNO [online]. c2012 [3. 1. 2012]. Dostupný z WWW: <<http://maps.google.cz/maps?hl=cs&tab=wl>>.

- HANKS, R. J. (1992): Applied Soil Physics: Soil Water and Temperature Applications. Springer-Verlag, New York, 176 s.
- HORA, P. (2011): Vztah teploty vzduchu a půdy různých půdních druhů. In.: Středová, H., Rožnovský, J., Litschmann, T. (eds): Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí. Skalní mlýn, 2.–4. 2. 2011.
- HOUET, T., PIGEON, G. (2011): Mapping urban climate zones and quantifying climate behaviors – An application on Toulouse urban area (France). Environmental Pollution, 159, s. 2180–2192.
- KLABZUBA, J. (2001): Aplikovaná meteorologie a klimatologie: Bilance tepla na aktivním povrchu, teplota půdy, vzduchu a vody. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 45 s.
- KŁYSIK, K., FORTUNIAK, K. (1999): Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland. Atmospheric Environment, 33, s. 3885–3895.
- KŘIVANCOVÁ S., VAVRUŠKA, F. (1997): Národní klimatický program: Základní meteorologické prvky v jednotlivých povětrnostních situacích na území České republiky v období 1961–1990. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 86 s.
- KUTÍLEK, M. (1990): Hydrotermické režimy půd. In.: NĚMEČEK, J., SMOLÍKOVÁ, L., KUTÍLEK, M. (1990): Pedologie a paleo-pedologie. Academia, Praha, s. 73–94.
- KVĚTOŇ, V. (2001): Národní klimatický program: Normály teploty vzduchu na území České republiky v období 1961–1990 a vybrané teplotní charakteristiky období 1961–2000. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 217 s.
- KVĚTOŇ, V., VOŽENÍLEK, V. (2011): Klimatické oblasti Česka: Klasifikace podle Quitta za období 1961–2000. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 20 s.
- LEHNERT, M. (2010): Příspěvek ke studiu místního klimatu na území Přírodního parku údolí Bystřice: Režim teploty půdy a vzduchu. Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 85 s.
- LISČÍNSKÝ, P. (2008): Příspěvek ke studiu topoklimatu Přírodního parku Údolí Bystřice: Vlhkost vzduchu. Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 40 s.
- MASSON, V. (1999): A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. Boundary-Layer Meteorology, 94, s. 357–397.
- MELLANDER, P. E., LAUDON, H., BISHOP, K. (2005): Modeling variability of snow depths and soil temperatures in Scots pine stands. Agricultural and Forest Meteorology, 133, s. 109–118.
- MĚSTSKÉ KLIMA [online]. Neuveдено [22. 3. 2012]. Dostupný z WWW: <<http://mestskeklima.upol.cz/olomouc.html>>.
- NÁRODNÍ GEOPORTÁL INSPIRE [online]. c2010–2012 [3. 1. 2012]. Dostupný z WWW: <<http://geoportal.gov.cz/web/guest/map/>>.
- NOSEK, M. (1972): Metody v klimatologii. Academia, Praha, 434 s.
- OKE, T. R. (2006): Initial Guidance to Obtain Representative Meteorological Observations at Urban Sites. IOM Report, 81, s. 1–47.

- PALATKA, S. (2011): Vliv aktivního povrchu a jeho orientace na režim povrchové teploty na základě vyhodnocení termálních snímků. Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 50 s.
- PIERZYNSKI, G. M., SIMS J. T., VANCE G. F. (2005): Soils and Environmental Quality. CRS Press of Taylor and Francis Group, Boca Raton, 569 s.
- POKLADNÍKOVÁ, H., ROŽNOVSKÝ, J., DUFKOVÁ, J. (2006): Promrzání půdy na stanicích Pohořelice, Vizovice a Bystřice nad Pernštejnem. Meteorologické zprávy, 59, č. 5, s. 135–140.
- PTÁČEK, P., FŇUKAL, M., SCZYRBA, Z. (2007): Proměny prostorové struktury města Olomouce s důrazem na rezidenční funkce. Urbanismus a územní rozvoj, 10, č. 2, s. 19–26.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. GBP ČSAV, Brno, 73 s.
- RETTING, H. (1956): Beitrag zum Problem der Wasserbewegung im Boden. Meteorologische Rundschreiben, 9, s. 182–184. In.: GEIGER, R., ARON, R. H., TODHUNTER, P. (2003): The Climate Near the Ground. Rowman & Littlefield publishers, Inc., Lanham, 584 s.
- SÁŇKA, M., MATERNA, J. (2004): Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR. Planeta, 7, č. 11, s. 5–84.
- SOBÍŠEK, B. (2000): Národní klimatický program: Rychlost a směr větru na území České republiky v období 1961–1990. Český hydrometeorologický ústav, Praha, 113 s.
- ŠAFÁŘ, J. (2003): Olomoucko. In.: MACKOVČIN, P., SEDLÁČEK, M. (eds.): Chráněná území ČR svazek IV. Ochrana přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 456 s.
- TANG, CH. S., SHI, B., GAO, L., DANIELS, J. L., JIANG, H. T., LIU, CH. (2011): Urbanization effect on soil temperature in Nanjing, China. Energy and Buildings, 43, s. 3090–3098.
- TARNAWSKI, V. R., LEONG, W. H. (2000): Thermal Conductivity of Soils at Very Low Moisture Content and Moderate Temperatures. Transport in Porous Media, 41, s. 137–147.
- TENGE, A., KAIHURA, F. B. S., LAL, R., SINGH, B. R. (1998): Diurnal soil temperature fluctuations for different erosion class oxisol at Mlingano, Tanzania. Soil and Tillage Research, 49, s. 211–217.
- TNV 75 7520 JAKOST VOD – Stanovení chemické spotřeby kyslíku dichromanem. Datum vydání: listopad 2001.
- TOLASZ, R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav v koedici s Univerzitou Palackého v Olomouci, Praha, Olomouc, 255 s.
- USOWICZ, B., KOSSOWSKI, J., BARANOWSKI, P. (1996): Spatial variability of soil thermal properties in cultivated fields. Soil and Tillage Research, 39, č. 15, s. 85–100.
- USOWICZ, B., LIPIEC, J., FERRERO, A. (2006): Prediction of soil thermal conductivity based on penetration resistance and water content or air-filled porosity. International Journal of Heat Mass Transfer, č. 25–26, s. 5010–5017.
- USOWICZ, B., LIPIEC, J., USOWICZ, J. B. (2008): Thermal conductivity in relation to porosity and hardness of terrestrial porous media. Planetary and Space Science, 56, č. 3–4, s. 438–447.

- VOOGT, J. A., OKE, T. R., (2003): Thermal remote sensing of urban climate. *Remote Sensing of Environment*, 86, č. 3, s. 370–384.
- VOPRAVIL, J. a kol. (2009): Půda a její hodnocení v ČR. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 148 s.
- VYSOUDIL, M. (2006): Meteorologie a klimatologie. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 281 s.
- VYSOUDIL, M. (2007): Case study for the Natural Park Bystřice River Valley, Czech Republic. In.: Vysoudil, M., Lampič, B., Sulzer, W. (eds.): *Sustainable Environmental Research: Promoting International Cooperation and Mutual Assistance in Natural Parks*. Palacký University, Olomouc, s. 37–51.
- VYSOUDIL, M. (2008): Topoclimate Study by Use Thermal Monitoring. In.: *Geodays Liberec 2008: Book of Abstracts. Annual International Geographical Conference of Czech Geographical society, Liberec 25.–28. 8. 2008*.
- VYSOUDIL, M. (2009): Klasifikace místních klimatických efektů. *Geografický časopis*, 61, č. 3, s. 229–241.
- VYSOUDIL, M., GELETIČ, J. (2012): Spatial Variability of Surface Temperature in Urban and Suburban Landscape. *Moravian Geographical Report*, 20, č. 1, s. 55–69.
- VYSOUDIL, M., TOMÁŠ, M. (2011): Teplotní a srážkové poměry Olomouce. *Zprávy Vlastivědného muzea v Olomouci*, 301, s. 69–91.
- WANG, J., BRAS, R. L. (1999): Ground heat flux estimated from surface soil temperature. *Journal of Hydrology*, 216, s. 214–226.
- WENG, Q. (2009): Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications and trend. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64, s. 335–344.
- WENG, Q., LU, D., LIANG, B. (2006): Urban surface biophysical descriptors and land surface temperature variations. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72, č. 11, s. 1275–1286.
- WENG, Q., LU, D., SCHUBRING, J. (2004): Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote sensing of Environment*, 89, č. 4, s. 467–483.
- XIAN, G., CRANE, M. (2006): An analysis of urban thermal characteristics and associated land cover in Tampa Bay and Las Vegas using Landsat satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 104, č. 2, s. 147–156.
- YOSHINO, M. M. (1975): *Climate in a small area: an introduction to local meteorology*. University of Tokyo Press, Tokyo, 549 s.
- ZHANG, Y., WANG, S., BARR, A. G., BLACK, T. A. (2008): Impact of snow cover on soil temperature and its simulation in a boreal aspen forest. *Cold Regions Science and Technology*, 53, s. 355–370.

13. SEZNAM POUŽÍVANÝCH ZKRATEK

Ukazatelé

<i>C</i>	- objemová tepelná kapacita
<i>D</i>	- tepelná difuzivita
<i>f</i>	- faktor Mohrovy soli
<i>G</i>	- tok tepla do podloží aktivního povrchu
<i>H</i>	- turbulentní tok tepla
<i>h_y</i>	- sledovaná hodina
<i>K</i>	- tepelná vodivost
<i>Let</i>	- latentní tok tepla
<i>O</i>	- obsah organického uhlíku
<i>P</i>	- pórovitost
<i>p</i>	- půda (navážka půdy)
<i>Rl</i>	- rozdíl mezi a absorbovaným a emitovaným dlouhovlnným zářením
<i>Rm</i>	- úhrn srážek
<i>Rm_{avg}</i>	- průměrný úhrn srážek
<i>Rm_t</i>	- trvání srážek
<i>Rn</i>	- radiační bilance povrchu
<i>s</i>	- spotřeba Mohrovy soli
<i>Sr</i>	- intenzita globálního záření
<i>Sr_{t_avg}</i>	- průměrné trvání slunečního svitu
<i>Rs</i>	- globální krátkovlnné záření
<i>T</i>	- teplota
<i>Td_{avg}</i>	- průměrná denní teplota půdy
<i>Td_{avg_amp}</i>	- průměrná denní amplituda teploty půdy
<i>Td_{avg_max}</i>	- průměrná denní maximální teplota půdy
<i>Td_{avg_min}</i>	- průměrná denní minimální teplota půdy
<i>T_{max}</i>	- maximální teplota půdy
<i>T_{min}</i>	- minimální teplota půdy
<i>Tp_{05_avg}</i>	- průměrná teplota půdy v hloubce 5 cm
<i>Tp_{avg}</i>	- průměrná teplota půdy (v hloubce 20 cm)
<i>Tv_{avg}</i>	- průměrná teplota vzduchu (ve výšce 2 m)

Tv_{avg_max}	- průměrná maximální teplota vzduchu
Tv_{avg_min}	- průměrná minimální teplota vzduchu
Tvr	- teplota vzduchu mimo město
Tvu	- teplota vzduchu ve městě
v	- vzduch
α	- rozdíl teplot
ρ	- albedo
λ	- amplituda teplot
ϑ	- půdní vlhkost

Povětrnostní situace

A	- anticyklóna nad střední Evropou
Ap1-4	- putující anticyklóna
B	- brázda nízkého tlaku nad střední Evropou
Bp	- brázda postupující přes střední Evropu
C	- cyklóna nad střední Evropou
Cv	- cyklóna výšková
Ea	- východní anticyklonální situace
Ec	- východní cyklonální situace
Nc	- severní cyklonální situace
NEa	- severovýchodní anticyklonální situace
NEc	- severovýchodní cyklonální situace
NWa	- severozápadní anticyklonální situace
NWc	- severozápadní cyklonální situace
Sa	- jižní anticyklonální situace
SEa	- jihovýchodní anticyklonální situace
SEc	- jihovýchodní cyklonální situace
SWa	- jihozápadní anticyklonální situace
SWc1-3	- jihozápadní cyklonální situace
Vfz	- vchod frontální zóny
Wa	- západní anticyklonální situace
Wal	- západní anticyklonální situace letního typu
Wc	- západní cyklonální situace
Wcs	- západní cyklonální situace s jižní dráhou

14. PŘÍLOHY

1. Povětrnostní situace

2. Fotodokumentace

PŘÍLOHA 1 – POVĚTRNOSTNÍ SITUACE

Tab. Povětrnostní situace a dny s radiačním režimem počasí (vyznačeny tučně), Olomouc, 2010

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1.	SWC ₃	B	Ap ₃	SWC ₁	B	NEc	Bp	Ap₁	NEc	NEa	B	B
2.	NEc	Wc	Nc	SWC ₁	B	NEc	Ap ₁	Bp	NEc	Sa	B	B
3.	NEc	Wc	Nc	Ap ₁	B	NEc	Ap ₁	Bp	NEc	Sa	Wc	B
4.	B	SWC ₁	Nc	Bp	B	Ap ₃	Bp	Ap ₂	NEc	SWC ₁	Wc	Ap ₁
5.	B	SWC ₁	Nc	Bp	B	SWa	Bp	Bp	Cv	SWC ₁	Wc	SWC ₂
6.	B	Ec	Vfz	Ap ₁	C	SWa	Bp	SEc	Cv	SEa	Wc	SWC ₂
7.	B	Ec	Ec	Ea	C	SWC ₂	A	SEc	SEc	SEa	B	SWC ₂
8.	Ec	Ec	Ec	Ea	SWC ₃	SWC ₂	A	Bp	SEc	SEa	B	SWC ₂
9.	Ec	Ec	Ea	Bp	SWC ₃	SWC ₂	A	Bp	B	NEa	B	Nc
10.	Ec	Ec	Ea	NEc	SWC ₃	Sa	A	Ap₁	B	NEa	B	Nc
11.	Ec	Ec	Ec	NEc	B	Sa	Sa	B	NEa	NWa	Wc	NWc
12.	Ea	Ec	NWc	NEc	B	B	Sa	B	NEa	NWa	Wc	NWc
13.	Ea	NEc	NWc	NEc	B	B	Bp	B	Bp	NWa	SWa	NEc
14.	Ea	NEc	NWc	C	B	B	SWC ₁	B	Bp	NWa	SWa	NEc
15.	Ea	Ap ₄	NWc	C	NEc	B	SWC ₁	C	NWc	B	Bp	NEc
16.	Ea	SEa	NWc	Ap ₂	NEc	Ec	SWC ₁	C	NWc	B	Ec	Ap ₂
17.	Vfz	SEa	SWa	Ap ₂	NEc	Ec	Bp	Wc	NWc	Ec	Ec	B
18.	Vfz	Bp	SWa	Ap₂	NEc	B	Bp	Wc	Ap ₂	Ec	SWC ₁	B
19.	Vfz	Bp	SWa	Bp	NEc	B	Ap ₁	Wc	Ap ₂	NWc	SWC ₁	SWC ₂
20.	Ea	Bp	SWC ₂	NWc	NEc	NEc	SWa	A	A	NWc	SEc	SWC ₂
21.	Ea	Bp	SWC ₂	NWc	NEc	NEc	SWa	A	A	NWc	SEc	SWC ₂
22.	Ea	Bp	Ap ₂	Ap ₃	NEc	NEa	Bp	SWC ₂	A	Ap ₂	C	SWC ₂
23.	Ea	SWC ₂	Ap ₂	Ap ₃	NWc	NEa	Bp	SWC ₂	SWa	SWC ₂	C	SEc
24.	Ea	SWC ₂	Sa	Ea	NWc	NEa	NEc	SWC ₂	SWa	SWC ₂	Bp	SEc
25.	SEc	SWC ₂	Sa	Ea	B	Bp	NEc	SWC ₂	B	Bp	B	NEc
26.	SEc	SWC ₂	SWC ₂	Bp	B	NEa	NEc	SWC ₂	C	Bp	B	NEc
27.	NWc	SWC ₂	SWC ₂	Bp	B	NEa	NEc	SWC ₂	C	Ap₁	B	Vfz
28.	NWc	SWC ₂	SWC ₂	SWa	B	NEa	NEc	NWc	NEc	SWa	B	Vfz
29.	NWc	–	SWC ₁	SWa	B	NEa	B	NWc	NEc	SWa	B	Ap ₄
30.	B	–	SWC ₁	B	Bp	Bp	B	C	NEa	Sa	B	Ap ₄
31.	B	–	SWC ₁	–	C	–	Ap ₁	C	–	Sa	–	NWc

Zdroj: ČHMÚ Ostrava

PŘÍLOHA 2 – FOTODOKUMENTACE



Obr. 1 Meteorologická stanice BOT_PF (foto: M. Lehnert)



Obr. 2 Půdní profil stanice BOT_PF (foto: M. Lehnert)



Obr. 3 Meteorologická stanice BYST (foto: M. Lehnert)



Obr. 4 Půdní profil stanice BYST (foto: M. Lehnert)



Obr. 5 Meteorologická stanice DDHL (foto: M. Lehnert)



Obr. 6 Půdní profil stanice DDHL (foto: M. Lehnert)



Obr. 7 Meteorologická stanice DOMI (foto: M. Lehnert)



Obr. 8 Půdní profil stanice DOMI (foto: M. Lehnert)



Obr. 9 Meteorologická stanice KOPE (foto: M. Lehnert)



Obr. 10 Půdní profil stanice KOPE (foto: M. Lehnert)



Obr. 11 Meteorologická stanice LETO (foto: M. Lehnert)



Obr. 12 Půdní profil stanice LETO (foto: M. Lehnert)