

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY

katedra fyzické geografie a geoekologie

**Režim půdních teplot v lokalitě
Geodetické observatoře Pecný (Ondřejov)**
(bakalářská práce)

Roman HYBLER

Nymburk 2006

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY

katedra fyzické geografie a geoekologie

**Režim půdních teplot v lokalitě
Geodetické observatoře Pecný (Ondřejov)**
(bakalářská práce)

Roman Hybler

Vedoucí práce: RNDr. Jiří Kastner

Nymburk 2006

Katolanská
leptala písmo

Geodetická observatoř Vaciny - Ústí nad Labem - p. 122

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje. Souhlasím se zapůjčením této práce.

V Nymburce dne 8. 5. 2006

Roman HYBLER



Rád bych poděkoval panu RNDr. Jiřímu Kastnerovi za odborné vedení mé bakalářské práce, za cenné rady a připomínky, které mi poskytl v průběhu jejího zpracování.

Obsah

Obsah	4
1 Abstract.....	5
2 Úvod	6
3 Fyzickogeografická charakteristika lokality Pecný	7
4 Metody zpracování	8
4.1 Data	8
4.2 Výpadky měření během sledovaného období	9
4.3 Výběr nahrazovací metody	10
4.4 Metody zpracování dat.....	11
5 Tepelná bilance zemského povrchu.....	12
6 Šíření tepla do podpovrchových vrstev	14
7 Fourierovy zákony	17
7.1 Závislost půdních teplot na hlavních faktorech	22
7.2 Závislost půdních teplot na vedlejších faktorech.....	24
8 Denní a roční režim radiační bilance a teplot na meteorologické stanici Pecný	26
8.1 Denní režim.....	26
8.2 Roční režim	29
9 Závislost půdních teplot na radiační bilanci	33
9.1 Závislost půdních teplot na radiační bilanci bez ohledu na čtvrtý Fourierův zákon	34
9.2 Závislost půdních teplot na radiační bilanci vzhledem ke čtvrtému Fourierovu zákonu	37
9.3 Tvar závislosti, rovnice regrese	40
10 Promrzání půdy.....	43
10.1 Sezónní promrzání půdy	43
10.2 Krátkodobé promrzání půdy	45
11 Závěr	48
12 Použitá literatura.....	49

1 Abstract

In this work the regime of the radiation balance of the earth surface and the regime of soil temperatures from the earth surface to the depth of one metre is described. The data were acquired in time of three years from the meteorology station Pecný situated several kilometres southwest of Prague.

The regime of the earth surface temperatures is abided by the heat balance, in whose equation the radiation balance is very important member. In course of positive heat balance time, the heat flux is directed from the earth surface into the soil. In deeper layers the heat is spread by the conduction.

The conduction of heat can be describe by the speed of heat spreading and heat losses, which cause the delay of temperature extremes comings and decline of temperature amplitudes. These facts concerning the heat conduction in depths of soil are expressed by four Fouriers laws.

The work also deal with penetration of soil, seasonal and daily penetration is very important first of all in sphere of agriculture and building industry. The results of measurements tell us, that in locality of Pecný the soil penetrates only in shallow depth at the most five centimetres.

2 Úvod

Režim půdních teplot v určité lokalitě je bezesporu důležitým faktorem. Poznání zákonů, jimiž je denní a roční režim řízen, a faktorů, kterými je ovlivňován, umožňuje efektivní využívání půdy v mnoha oborech, především v oblasti zemědělství a stavebnictví.

Hlavním cílem práce je podat informaci o denním i ročním režimu půdních teplot. Práce se opírá o data pořízená mobilní meteorologickou stanicí Pecný provozovanou katedrou fyzické geografie a geoekologie Univerzity Karlovy v Praze.

První část stručně fyzickogeograficky charakterizuje meteorologickou stanicí Pecný, jsou zde popsány způsoby zpracování dat a metody použité při následném hodnocení meteorologických prvků.

Druhá část se věnuje radiační a tepelné bilanci zemského povrchu, vysvětluje kondukcí tepla do podpovrchových vrstev půdy při kladné tepelné bilanci. Šíření tepla kondukcí může být popsáno platnými zákony šíření tepla, tzv. Fourierovými zákony, které byly aplikovány na pořízená data.

Ve třetí části je denní a roční režim půdních teplot na meteorologické stanicí Pecný všeobecně popsán, rovněž je kladen důraz na úlohu faktorů, kterými jsou půdní teploty ovlivněny, tj. v první řadě hledání vztahu mezi režimem půdních teplot a režimem radiační bilance.

Výsledky zpracování dat jsou prezentovány především formou grafických výstupů, dále práce obsahuje závěrečné shrnutí a zhodnocení práce, rovněž je doplněna o seznam použité literatury.

3 Fyzickogeografická charakteristika lokality Pecný

Mobilní meteorologická stanice Pecný se nachází v areálu Geodetické observatoře Pecný, která je majetkem Výzkumného ústavu geodetického, topografického a kartografického. Současným provozovatelem mobilní meteorologické stanice je katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy.

Stanice je umístěna na stejnojmenném vrcholu Pecný (545,5 m n. m.). Tento vrchol je podle geomorfologického členění z roku 1979 součástí celku Benešovská pahorkatina v oblasti Středočeská pahorkatina.

Vrchol Pecný je jedním ze strukturních vrcholů Čerčanského metamorfovaného ostrova. Jedná se o jednu z jednotek Středočeského plutonu, tvořící zvrásněnou strukturu ve směru SSV – JJZ. Čerčanský ostrov byl postižen dvěma metamorfními cykly, regionální metamorfózou předkambrického stáří a mladší variskou kontaktní metamorfózou.

Horniny Čerčanského ostrova se řadí do proterozoika, s výjimkou slepenců a kvarcitů na Čerčanském Chlumu (529,6 m n. m.), které jsou až paleozoického stáří. Vrchol Pecný je tvořen kontaktně metamorfovanými a zbrídlíchnatělými bazickými vyvřelými horninami proterozoického stáří (Novotný, 1978).

Stanice je umístěna na vrcholové plošině na navázce kamenito-hlinité suti, jedná se o svahovou zvětralínu promíšenou se zbytky půdy.

4 Metody zpracování

Práce hodnotí denní i roční režim půdních teplot na mobilní meteorologické stanici Pecný, vychází zejména ze statistického zpracování a vyhodnocování dat o teplotách v půdě a vzduchu.

4.1 Data

Mobilní meteorologická stanice Pecný zahájila činnost dne 27. června 2002. Každou sekundu zaznamenává měřená data, jejichž desetiminutové průměry jsou ukládány v databázi počítače instalovaného na stanici, přístupného prostřednictvím internetu.

Stanice zaznamenává širokou škálu údajů, pro účel této práce byla použita měření

- ☞ teploty vzduchu ve výšce dva metry nad zemí (značeno T 2m)
- ☞ přízemní teploty vzduchu (značeno T_p)
- ☞ teploty půdy v hloubkách 5, 10, 20, 50 a 100 cm (značeno T – 5, 10, 20, 50, 100cm)
- ☞ radiační bilance zemského povrchu (značeno R_b)

Údaje o teplotě vzduchu ve výšce dva metry nad zemí byly pořízeny finským snímačem teploty a relativní vlhkosti Vaisala HMP45, jehož měřicí rozsah se pohybuje v rozsahu -39,2°C až +60°C s největší přesností ±0,2°C při teplotě 20°C, s nejmenší přesností ±0,5°C při teplotách -39,2°C a +60°C.

K měření přízemní teploty vzduchu a půdních teplot bylo použito přízemního teploměru a půdních teplotních čidel firmy Meteoservis Vodňany, přízemní teplota vzduchu se na rozdíl od teploty vzduchu měří na nezastíněném prostoru, může tedy dosáhnout relativně vysokých hodnot.

Měření radiační bilance je prováděno ve venkovních prostorách dva metry nad zemí radiometrem NR Lite firmy Kipp Zonen, měří se rozdíl příkonu záření dopadajícího na horní a spodní stranu radiometru. Spektrální rozsah radiometru se pohybuje od 0,2μm do 100μm, měřicí rozsah je ±2000 W/m², operační teplota je v rozmezí -30°C až +70°C.

4.2 Výpadky měření během sledované období

Měření přízemní teploty vzduchu a teploty vzduchu ve výšce 2m je zaznamenáváno ode dne 1. 9. 2002, měření půdních teplot ode dne 11. 11. 2003 a data o radiační bilanci se pořizují ode dne 12. 2. 2004. U všech meteorologických charakteristik je posledním dnem sledovaného období 31. 1. 2006.

Datové soubory bylo nutno posoudit z hlediska míry vyčerpanosti dat, tj. určit období, kdy došlo k výpadku při měření (např. problémy s elektrickým proudem, zavádění nových technologií), nebo byla pořízena evidentně chybná data.

Chybějící data byla následně doplněna (viz kapitola 4.3), pokud se jednalo o příliš dlouhý časový úsek v řádu desítek hodin až několika dní a nemohla být zaručena správnost doplňovaných dat, časový interval byl vypuštěn. Během sledovaného období musely být takto vypuštěny celkem tři úseky:

- ☞ 28. 10. 2002 až 30. 10. 2002 (celkem tři dny)
- ☞ 2. 2. 2004 až 11. 2. 2004 (celkem deset dní)
- ☞ 28. 4. 2005

Krátkodobá selhání měřicího systému v řádu desítek minut byla doplněna, byly uvažovány tři hlavní způsoby nahrazení chybějících nebo chybou zatížených dat:

❶ náhrada chybějících dat jejich aktuálními hodnotami

Meteorologická stanice zaznamenává kromě desetiminutových průměrů od počátku listopadu 2004 také aktuální hodnoty, tyto hodnoty jsou vždy zaznamenány při přechodu do následujícího intervalu, tudíž rovněž každých deset minut. Desetiminutový průměr je tedy nahrazen touto aktuální hodnotou.

❷ náhrada chybějících dat průměrem z maximální a minimální hodnoty

Pro teplotu vzduchu i přízemní teplotu vzduchu jsou od počátku sledovaného období zaznamenávány maximální a minimální hodnoty dosažené v každém desetiminutovém intervalu. Chybějící data mohou být tedy nahrazena průměrem z těchto dvou hodnot.

③ náhrada chybějících dat interpolací

Chybějící data nahradíme pomocí interpolace, pokud poslední známou hodnotu označíme Z_1 a první následující známou hodnotu označíme Z_2 , neznámou hodnotu N_k můžeme určit ze vzorce:

$$N_k = Z_1 + k \cdot \frac{Z_2 - Z_1}{n+1},$$

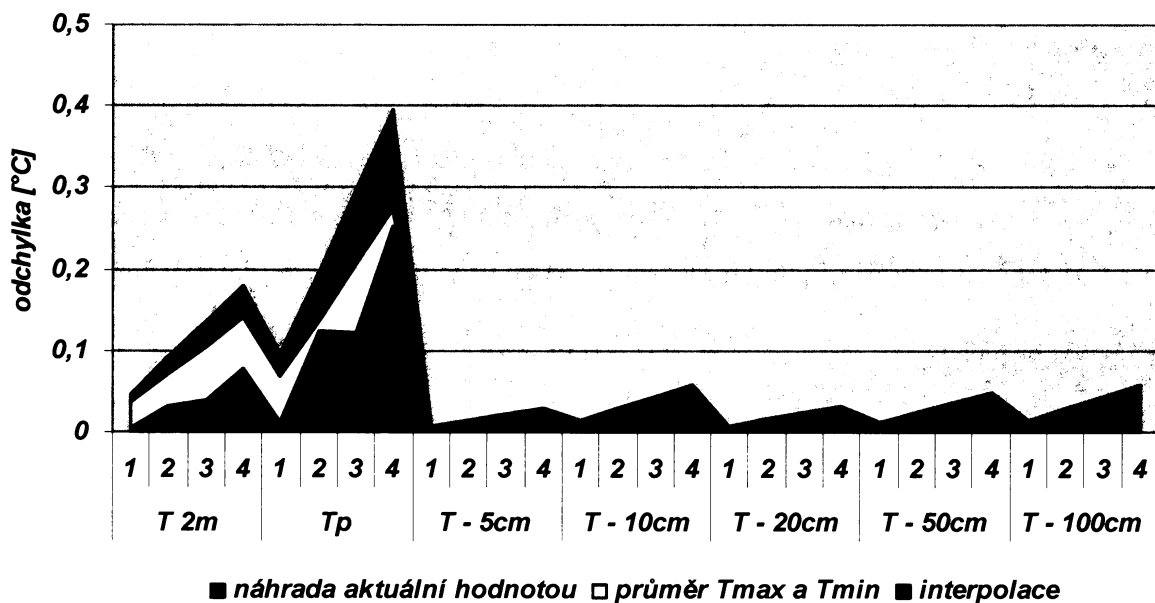
kde k znamená pořadí nahrazovaného údaje v řadě neznámých dat a n znamená počet neznámých dat v řadě.

4.3 Výběr nahrazovací metody

Abychom dosáhli při nahrazování dat co největší přesnosti, byl náhodně zvolen trénovací soubor dat o padesáti po sobě jdoucích časových intervalech. Na tento soubor, jež neobsahuje jediný výpadek, byly postupně aplikovány výše popsání metody náhrady dat.

Výsledkem bylo stanovení průměrné kumulované odchylky vypočítaných dat od skutečných (tj. naměřených) hodnot pro jednočlennou až čtyřčlennou řadu neznámých údajů (graf č. 1).

Graf č. 1: Kumulované průměrné odchylky od naměřených hodnot



Zdroj: MmsP

Jako nejméně přesná metoda náhrady se ukazuje náhrada chybějících dat aktuální hodnotou, pro čtyři za sebou chybějící údaje o přízemní teplotě vzduchu činí suma průměrných odchylek od naměřených hodnot $0,4^{\circ}\text{C}$. Metoda byla použita zejména pro doplnění déle trvajících výpadků měření teplot (v řádu hodin) a pro doplnění výpadků v době očekávaného nástupu denních extrémů teplot.

Náhrada chybějících dat průměrem z maximální a minimální teploty se jeví jako více přesná, ale protože je omezena pouze na teplotu vzduchu a povrchu půdy, nebyla použita.

Nejvíce přesnou metodou je interpolace mezi známými hodnotami. Tato metoda dosahuje nejmenších odchylek, byla použita pro doplnění všech krátkodobých výpadků měření teplot a pro doplnění všech výpadků měření radiační bilance. Doplněné údaje o půdních teplotách v celém horizontu jsou velmi přesné, odchylka od naměřených hodnot dokonce nebyla zachycena ani na grafu č. 1 (pohybuje se v rozmezí 1 až $9 \cdot 10^{-5}^{\circ}\text{C}$).

4.4 Metody zpracování dat

Hodnocení ročního režimu jednotlivých ukazatelů vychází z denních průměrů, které byly stanoveny jako průměr 144 desetiminutových průměrů za příslušný den. V případě, že sledované období daného ukazatele není v řádu celých let, bylo sledované období odpovídajícím způsobem zkráceno.

Hodnocení přízemní teploty vzduchu a teploty vzduchu ve výšce 2m vychází tedy z tříletého období, tj. z let 2003 až 2005, hodnocení ostatních charakteristik z dvouletého období, tj. z let 2004 až 2005.

Hodnocení denního režimu meteorologických prvků vychází z průměrů jednotlivých desetiminutových intervalů za sledované období patřičně zkrácené na celé roky.

Pokud se v práci objevuje údaj o zhlazení časové řady údajů, vždy se jedná o zhlazení pomocí klouzavých průměrů jedenácti za sebou jdoucích hodnot.

5 Tepelná bilance zemského povrchu

Zemský povrch získává velmi podstatnou část své energie radiací. Dopadající krátkovlnné záření je poté na zemském povrchu transformováno na jiné formy energetického přenosu tepla.

Průměrně vstupuje do energetických procesů na Zemi $342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, tzv. efektivní insolace. Přibližně 31% ($107 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) je odraženo atmosférou a zemským povrchem (zemské albedo), určité intervaly krátkovlnného záření jsou atmosférou rozptýleny nebo absorbovány (např. ozón vzniká, resp. zaniká, při absorpci UV záření o vlnových délkách 0,24, resp. 0,325 μm). Aktivní zemský povrch nakonec sluneční radiací získává $168 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, dále získává $324 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ absorpcí zpětného dlouhovlnného záření atmosféry. Naopak $390 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ zemský povrch ztrácí vyzařováním vlastní dlouhovlnné radiace. (Kliment, 2005). Vztah příjmů a výdajů záření zemského povrchu je charakterizován radiační bilancí.

Kromě slunečního záření existují ještě další, neradiační vstupy energie. Je to např. tok tepla z nitra Země k povrchu, který je však 6 000x menší než vstup slunečního záření (Kliment, 2005). Výměna tepla mezi zemským povrchem a atmosférou probíhá také neradiační formou (turbulencí, termickou konvekcí, uvolněním či spotřebou latentního tepla).

Výše zmíněné skutečnosti matematicky vyjadřuje rovnice tepelné bilance zemského povrchu, její nejjednodušší tvar je:

$$Rb + P + V + S = 0,$$

kde Rb je radiační bilance jednotkové plochy zemského povrchu, P turbulentní tok tepla, V latentní tok tepla a S tok tepla odváděný do podpovrchových vrstev (při $Rb > 0$) nebo tok tepla přiváděný z hlubších půdních vrstev k zemskému povrchu ochlazenému působením záporné radiační bilance. Do členu S lze zahrnout i akumulaci, popř. uvolňování tepla v budovách, uvolňování odpadního tepla při antropogenních procesech apod. Členy jsou záporné, představují-li pro zemský povrch ztrátu tepla, a kladné, jestliže představují přívod tepla k zemskému povrchu.

Takto popsáný vztah platí pro celý systém zemský povrch – atmosféra, nikoliv pouze pro jednotlivé části zemského povrchu. Jedná se pouze o zjednodušený tvar, rovnice nepostihuje kvantitativně méně významné tepelné toky, složky jako přeměna mechanické energie větru jsou zanedbány.

Teplo, které zemský povrch získává při kladné radiační bilanci, je dále třemi hlavními způsoby využito a dlouhodobá tepelná bilance zemského povrchu zůstává nulová (Bednář, 2003). Jedná se o:

- ① turbulentní tok tepla – teplo přenášené v důsledku turbulentního promíchávání vzduchu od zemského povrchu vzhůru
- ② latentní teplo – teplo spotřebovávané na vypařování vody z půdy, vegetace a vodních ploch
- ③ teplo odváděné do hlubších vrstev půdy nebo akumulované v tepelných kapacitách na zemském povrchu (např. zástavba)

6 Šíření tepla do podpovrchových vrstev

Odvádění tepla do hlubších vrstev půdy je jednou z možností, jak využít přebytek energie získaný při kladné radiační bilanci, z povrchu půdy se teplo šíří do větších hloubek.

Obecně se teplo přenáší z tělesa teplejšího na těleso studenější třemi způsoby, v tuhých tělesech především vedením (kondukcí), v kapalném nebo plynném prostředí prouděním (konvekcí) a všech případech také sáláním a zářením (radiací).

V půdě jako v tuhém tělese je přenos tepla řízen zejména kondukcí, změnu teploty půdy s hloubkou charakterizujeme vertikálním teplotním gradientem γ [$\text{K} \cdot \text{m}^{-1}$]:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}.$$

Vertikální teplotní gradient γ má různou hodnotu v souvislosti s nepravidelnou změnou teploty půdy v různých hloubkách. Pokud teplota s hloubkou klesá, vertikální teplotní gradient nabývá kladných hodnot, pokud s hloubkou teplota roste, vertikální teplotní gradient je záporný. Vždy, když je vertikální teplotní gradient nenulový, dochází k vertikálnímu vedení tepla půdou.

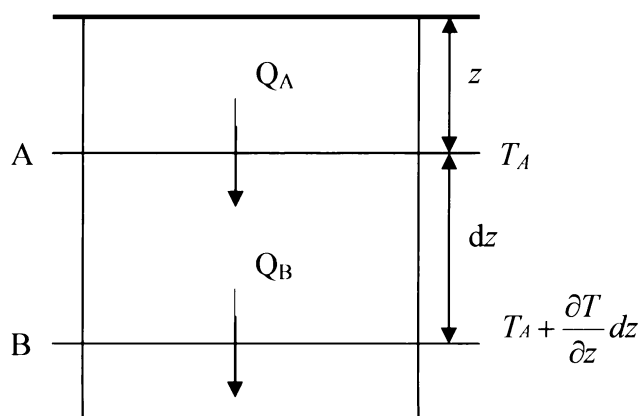
Nejvyšší hodnoty vertikálního teplotního gradientu se vyskytují v povrchové vrstvě půdy. Může se stát, že při intenzivní insolaci dosáhne přízemní teplota vzduchu přes 50°C . Protože se teplo šíří do hloubky relativně pomalu, dochází v podpovrchové vrstvě k rychlému snížení teploty a v hloubkách okolo 5 až 10 cm může být teplota o několik desítek stupňů Celsia nižší.

Intenzita vertikálního tepelného toku v půdě Q_m [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$] je charakterizována jako množství tepelné energie, které projde následkem vedení tepla za jednotku času horizontálně orientovanou jednotkovou plochou. Je vyjádřena vztahem:

$$Q_m = \zeta \cdot \gamma = -\zeta \cdot \frac{\partial T}{\partial z},$$

kde koeficient ζ nazýváme koeficientem tepelné vodivosti s rozměrem $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

Obrázek č. 1: Ilustrace k výkladu půdních tepelných toků



Zdroj: Bednář, 2003

Pokud v půdě v hloubce z vymejíme podle obrázku č. 1 jednotkovou plochu A a její teplotu označíme T_A , tak teplota T_B v hloubce $z + dz$ bude:

$$T_B = T_A + \frac{\partial T}{\partial z} dz = T_A - \gamma \cdot dz .$$

Tok tepla vstupující svrchu na jednotkovou plochu A je roven:

$$Q_A = -\zeta \cdot \frac{\partial T_A}{\partial z} ,$$

oproti tomu tok tepla vystupující z elementární plochy B do nižších vrstev půdy je:

$$Q_B = -\zeta \cdot \frac{\partial T_B}{\partial z} .$$

Rozdíl obou toků Q_A a Q_B odpovídá množství tepla ΔQ , které se nahromadí v prostoru mezi dvěma vymezenými plochami A a B za jednotku času. Odečteme-li od sebe rovnice pro výpočet Q_A a Q_B dostaneme:

$$\Delta Q = Q_A - Q_B = \zeta \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} dz .$$

Přísunem tohoto tepla ΔQ vzroste ve sledovaném objemu mezi dvěma elementárními plochami teplota půdy za jednotku času o $\partial T / \partial t$. Pokud objemové měrné teplo půdy označíme c_V a její hustotu ρ , množství přijatého tepla lze vyjádřit:

$$\Delta Q = c_V \rho dz \frac{\partial T}{\partial t} ,$$

porovnáním obou rovnic vyjadřujících ΔQ dostáváme:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\zeta}{c_v \rho} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$

Zavedeme veličinu K_m , kterou nazýváme koeficient molekulární teplotní vodivosti, a nahradíme jí výraz $\frac{\zeta}{c_v \rho}$, můžeme psát rovnici vedení tepla v půdě:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K_m \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$

Omezíme-li se na vedení tepla do hloubky půdy, řešením rovnice vedení tepla v půdě dostaneme celkem čtyři základní zákony šíření tepla vedením, tzv. Fourierovy zákony (Bednář, 2003).

7 Fourierovy zákony

Řešením rovnice vedení tepla v půdě dostaneme celkem čtyři základní zákony šíření tepla vedením, tzv. Fourierovy zákony (Bednář, 2003):

❶ První zákon se zabývá délkou periody teploty v půdě. Říká, že perioda pravidelného kolísání teploty se v půdě s hloubkou nemění (zůstává stálá, tj. 24 hodin nebo 365 dní).

Tento zákon se týká pouze základního chodu denní a roční periodicity, blíže nespecifikuje např. tlumení amplitudy nebo časový posun maxim a minim teplot s rostoucí hloubkou (Kešner, 1980).

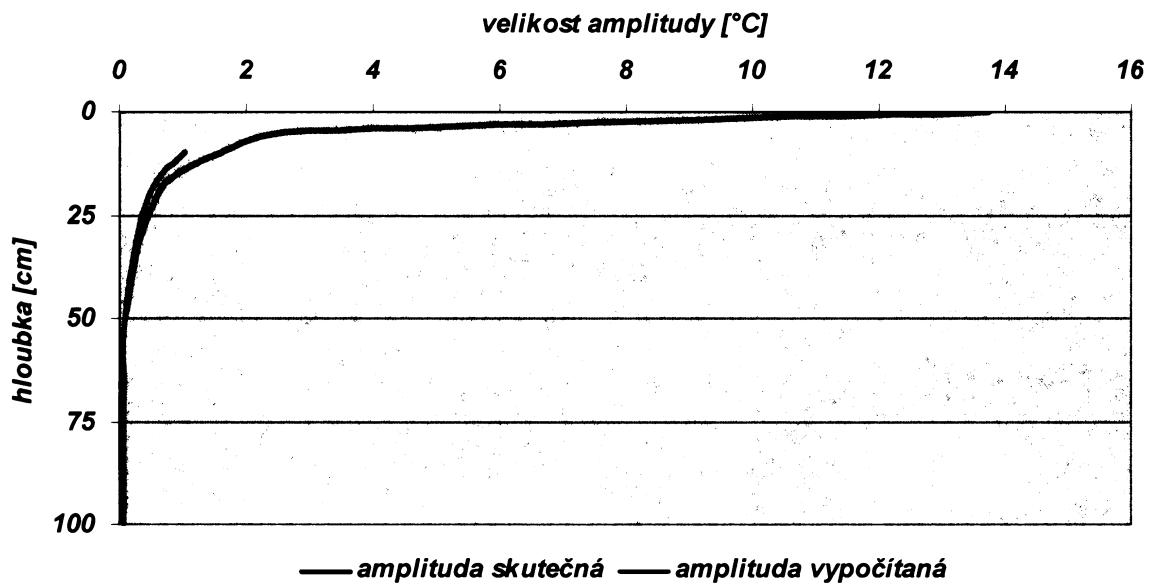
❷ Druhý zákon se dotýká tlumení amplitudy teploty s rostoucí hloubkou. Říká, že amplituda periodických změn teploty se v půdě s hloubkou zmenšuje (Bednář, 2003). Tato skutečnost je popsána vztahem:

$$A_z = A_0 \exp\left(-z \sqrt{\frac{\pi}{K_m \cdot \Theta}}\right),$$

kde A_z , resp. A_0 , znamená velikost amplitudy periodických změn teploty v půdě v hloubce z , resp. povrchu půdy, K_m je koeficient molekulární teplotní vodivosti a Θ vyjadřuje periodu pravidelných změn teploty v půdě (tedy den nebo rok).

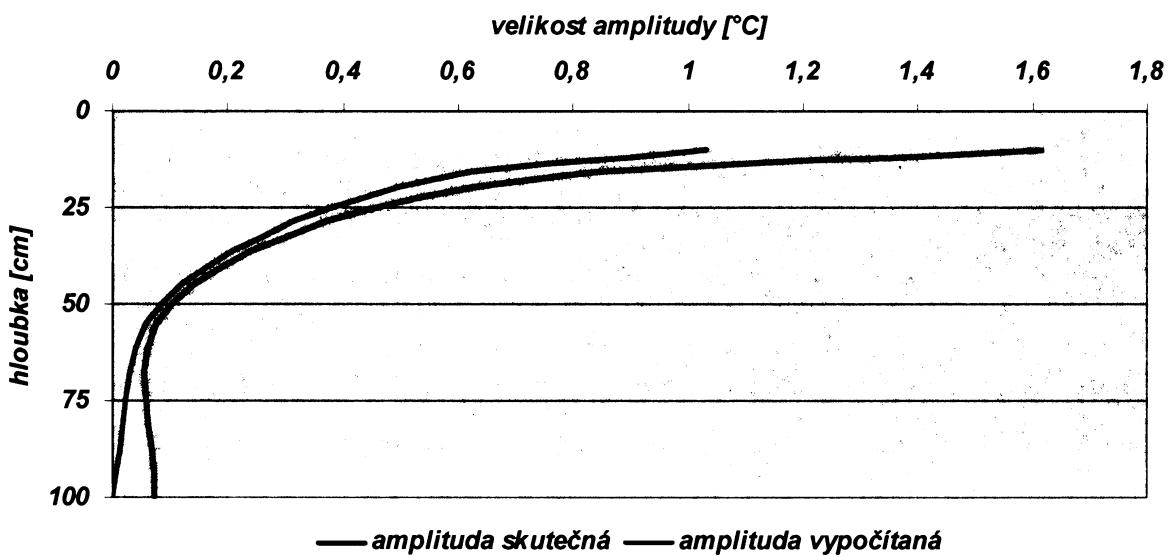
Následující grafy popisují pokles denních a ročních amplitud s hloubkou, zároveň ukazují rozdíly mezi naměřenými amplitudami a amplitudami vypočítanými podle výše uvedeného vzorce. Pro lepší názornost graf č. 3 nezobrazuje celý průběh, ale pouze část křivky od hloubky 10cm níže.

Graf č. 2: Pokles skutečných a vypočítaných denních amplitud s hloubkou



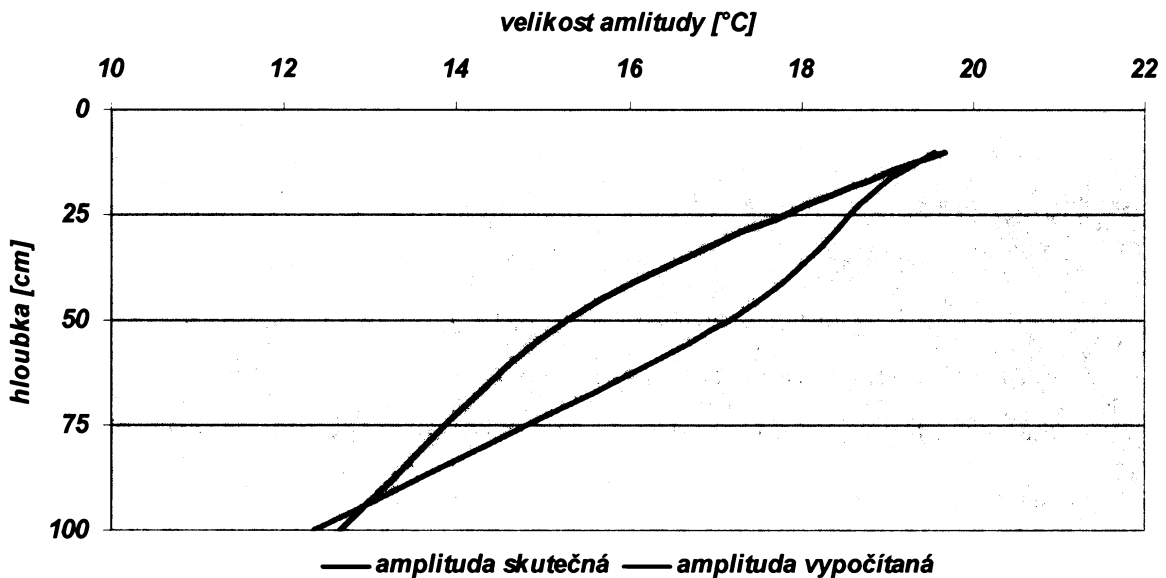
Zdroj: MmsP

Graf č. 3: Pokles skutečných a vypočítaných denních amplitud s hloubkou - detail



Zdroj: MmsP

Graf č. 4: Pokles skutečných a vypočítaných ročních amplitud s hloubkou



Zdroj: MmsP

Z grafu č. 2 a 3 je patrné, že nejvíce patrný pokles denní amplitudy probíhá v prvních 50cm hloubky, z celkové amplitudy povrchu půdy 13,96°C se v hloubce 50cm amplituda snížila o 13,86°C, tedy o 99,3%. Pokles amplitudy s hloubkou má tvar hyperboly, křivka znázorňující chod denní amplitudy se s rostoucí hloubkou postupně přibližuje k hodnotě 0°C.

Lze předpokládat, že křivka znázorňující chod roční amplitudy s rostoucí hloubkou bude mít podobný tvar, nejmarkantnější pokles křivka prodělá v několika prvních metrech, další pokles bude více pozvolný a opět se bude přibližovat k hodnotě 0°C.

③ Třetí zákon říká, že hloubky hladin stálé denní a roční teploty se k sobě mají jako druhé odmocniny period těchto pravidelných změn (Bednář, 2003). V určité hloubce je amplituda tak malá, že ji lze považovat za nulovou. V této hloubce tedy mizí změny teploty s časem a teplotu zde lze považovat za konstantní. Pokud se amplituda stane zanedbatelnou, hovoříme o hladině stálé denní, resp. roční, teploty.

K odvození tohoto tvrzení použijeme druhý zákon ve tvaru

$$\frac{A_z}{A_0} = \exp\left(-z \sqrt{\frac{\pi}{K_m \cdot \Theta}}\right),$$

a jelikož uvažujeme hladinu stálé teploty, člen A_z bude tedy vždy nulový a můžeme psát:

$$\exp\left(-z_d \sqrt{\frac{\pi}{K_m \cdot \Theta_d}}\right) = \exp\left(-z_r \sqrt{\frac{\pi}{K_m \cdot \Theta_r}}\right),$$

kde z_d , resp. z_r , znamená hloubku hladiny stálé denní, resp. roční, teploty a Θ_d značí trvání periody denních změn teploty půdy a Θ_r trvání periody ročních změn teploty půdy. Dalšími matematickými úpravami dostaneme konečné vyjádření třetího zákona:

$$\frac{z_d}{z_r} = \sqrt{\frac{\Theta_d}{\Theta_r}}.$$

Za hloubku se stálou denní teplotou je považována úroveň, kde amplituda činí $0,1^\circ\text{C}$, nebo úroveň, kde amplituda činí $0,5\%$ amplitudy přizemní teploty vzduchu (velikost amplitudy přizemní teploty vzduchu je $13,96^\circ\text{C}$, uvažovaná hodnota ($0,5\%$) je tedy $0,07^\circ\text{C}$).

Aby bylo možné stanovit hloubku, ve které je amplituda rovna $0,1^\circ\text{C}$, resp. $0,5\%$ amplitudy přizemní teploty vzduchu, byl průběh denní amplitudy aproximován částí paraboly ve tvaru $z = 2790,3A_z^2 - 2073,2A_z + 232,72$, kde A_z znamená amplitudu v hloubce z . Po dosazení do rovnice paraboly lze vypočítat, že amplitudy o velikosti $0,1^\circ\text{C}$ je dosaženo v hloubce $53,3\text{cm}$, amplitudy o velikosti $0,5\%$ amplitudy přizemní teploty vzduchu je dosaženo v hloubce 103cm .

Podle výsledků pozorování teploty v různých půdách je hloubka hladiny stálé denní teploty (amplituda menší než $0,1^\circ\text{C}$) v našich klimatických podmínkách 40 až 100cm (Kešner, 1980), což koresponduje se situací na meteorologické stanici Pecný.

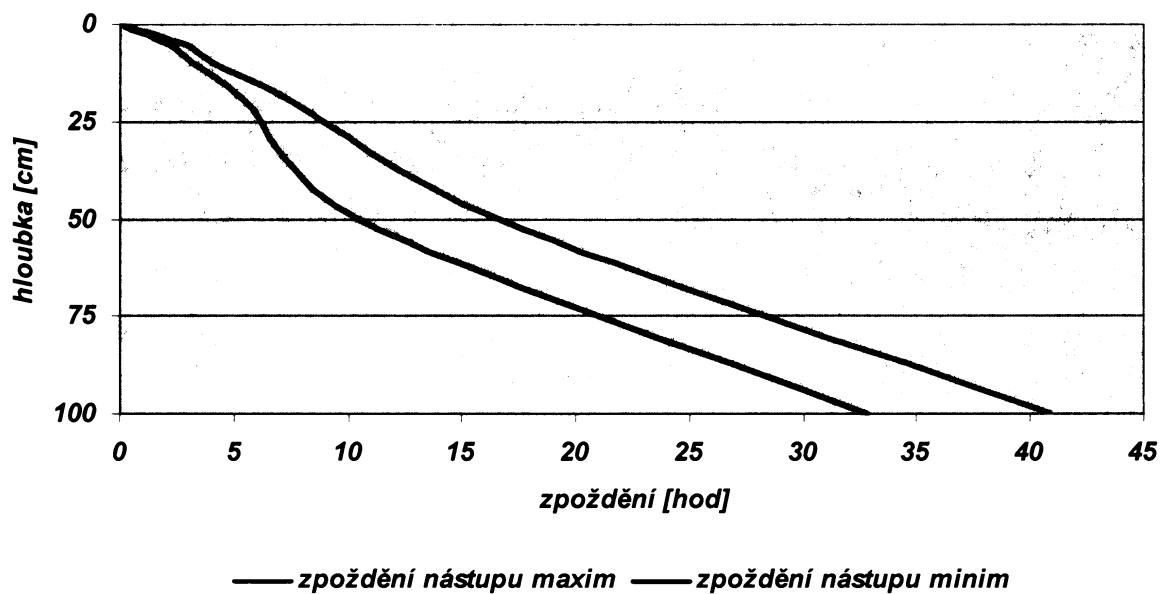
Z matematického vyjádření třetího zákona vyplývá, že hloubka hladiny stálé roční teploty je $19,1\text{x}$ hlouběji než hloubka hladiny stálé denní teploty. V prvním případě tedy bude hladina stálé roční teploty v hloubce $10,2\text{m}$, v druhém případě v hloubce $19,7\text{m}$.

④ Podle čtvrtého zákona se čas výskytu maxima a minima teploty půdy s rostoucí hloubkou zpožďuje (Bednář, 2003). Toto zpoždění $\Delta\tau$ je dáno vztahem:

$$\Delta\tau = \frac{z}{2} \cdot \sqrt{\frac{\Theta}{\pi \cdot K_m}}.$$

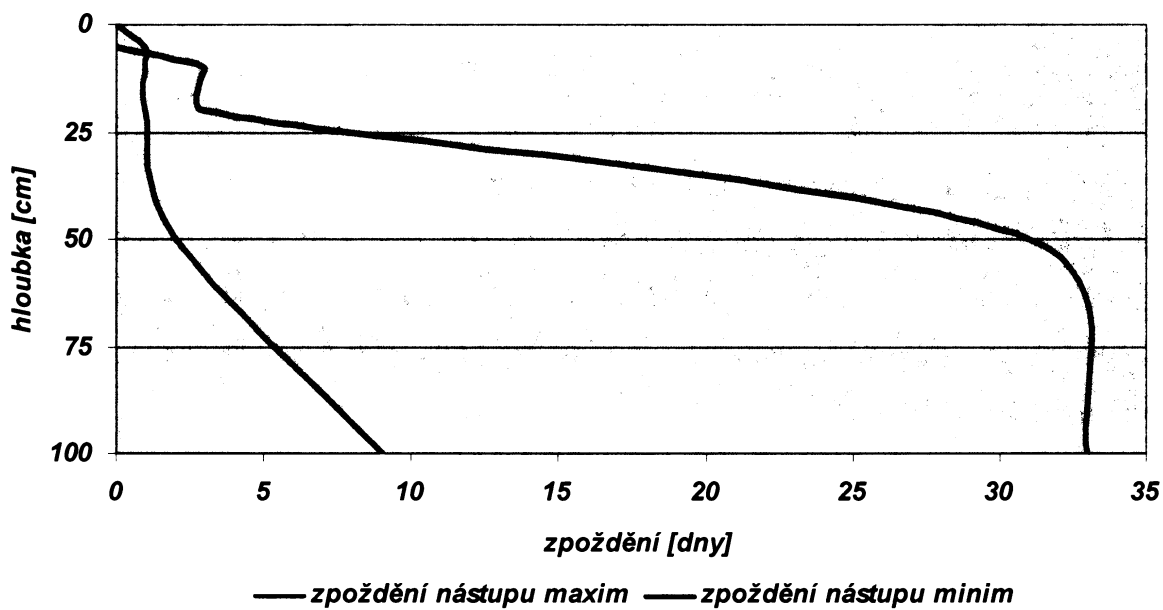
Při vyhodnocení pozorování se nástup maxim a minim zpožďuje s hloubkou o $2,5$ až $3,5$ hodin na každých 10cm hloubky, zatímco zpoždění ročních extrémů činí asi 20 až 30 dní na 1m hloubky (Kešner, 1980; Bednář, 2003). S těmito výsledky se shodují i pozorování na meteorologické stanici Pecný, výjimku tvoří zpoždění ročního maxima, které dosáhlo velmi nízké hodnoty. V hloubce 1m je toto zpoždění pouze devět dní.

Graf č. 5: Zpoždění nástupu denních maxim a minim



Zdroj: MmsP

Graf č. 6: Zpoždění nástupu ročních maxim a minim



Zdroj: MmsP

7.1 Závislost půdních teplot na hlavních faktorech

Skutečné změny teploty s hloubkou jsou však značně složitější, teplota půdy v každém termínu a každé hloubce měření je výsledkem řady fyzikálních procesů, které půdoznalci uvádějí v následném pořadí (Coufal, 1993):

- ① absorpce sluneční energie
- ② tepelná kapacita půdy
- ③ ztráty tepla vyzařováním
- ④ změny skupenství vody (zejména výpar)
- ⑤ přenos tepla do hlubších vrstev (tepelná vodivost)

Absorpce sluneční radiace a dlouhovlnné vyzařování půdy jsou periodicky proměnní činitelé, o jejichž vlivu je pojednáno níže a v kapitole 8 a 9.

Tepelná kapacita půdy udává poměr mezi množstvím dodaného tepla a nárůstem teploty 1kg půdy. S rostoucí tepelnou kapacitou půdy jsou poklesy i vzestupy teploty půdy mírnější, půda totiž potřebuje přísun většího množství tepla, aby se zvýšila její teplota, a rovněž je nutné větší množství tepla odebrat, aby její teplota poklesla.

Tepelná vodivost má podstatný vliv na velikost toku tepla půdou. Při vysoké tepelné vodivosti půdy je, v období kladné tepelné bilance, z povrchu půdy do podpovrchových vrstev odvedeno více tepla a povrch půdy se méně otepluje. Při záporné tepelné bilanci je z podpovrchových vrstev přiváděno více tepla a povrch půdy se méně ochlazuje. Amplituda přízemní teploty vzduchu je tedy celkově menší, ovšem ve větších hloubkách má půda s vysokou tepelnou vodivostí větší amplitudu, protože do těchto hladin je při kladné tepelné bilanci přiváděno větší množství tepla a zároveň je při záporné tepelné bilanci i větší množství tepla odváděno směrem k povrchu.

Tepelná kapacita a tepelná vodivost půdy závisí na vlhkosti půdy, jež je nejproměnlivější fyzikální vlastnost půdy. S hloubkou i s časem se poměr vody a vzduchu, nacházejících se v prostorách mezi půdními agregáty, relativně rychle mění (Coufal, 1993).

Již v kapitole o šíření tepla do hlubších vrstev (č. 6) byl používán koeficient tepelné vodivosti ζ , pomocí něhož charakterizujeme schopnost látky vést teplo. Pro srovnání tepelné vodivosti je tento koeficient dostačující, avšak pro posouzení tepelné kapacity je nutné uvést další veličinu, a to měrnou tepelnou kapacitu c_m [$\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$], která udává množství tepla potřebné k zvýšení teploty 1kg látky o jeden stupeň Kelvina. Ale pro určení celkové tepelné kapacity půdy je důležitější poměr objemů vody a vzduchu v pórech než poměr jejich

hmotností, a proto byla měrná tepelná kapacita pomocí hustoty přepočtena na měrné objemové teplo c_V [$\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$].

Porovnání výše uvedených veličin pro vzduch a vodu je v následující tabulce:

Tabulka č. 1: Tepelná vodivost a kapacita pro vodu a vzduch

médium	ς [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]	$\varsigma_{\text{voda}} / \varsigma_{\text{vzduch}}$	c_m [$\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]	hustota [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]	c_V [$\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$]	$c_{V\text{voda}} / c_{V\text{vzduch}}$
voda	0,598	24,63	4,18	998	4171,64	3430,48
vzduch*	0,02428**		1,005***	1,21	1,21605***	

* ... jedná se o vzduch bez přítomnosti vodních par a CO_2

** ... při tlaku 1000 hPa a teplotě 0°C

*** ... při stálém tlaku 1000 hPa a teplotě 15°C

Zdroj: Mikulčák, 1998

Voda vede teplo zhruba 25x rychleji než vzduch a zároveň má asi 3430x vyšší měrné objemové teplo, s rostoucím množstvím vody v půdě tedy roste tepelná kapacita i tepelná vodivost půdy, což může být na dané lokalitě i přes dodržování standardních pravidel měření nejvýznamnějším faktorem jak z hlediska změn teplot povrchové vrstvy půdy, tak i půdních teplot s narůstající hloubkou (Coufal, 1993).

Zpoždění ročních extrémů dosahuje průměrně 20 až 30 dní na 1m hloubky, během léta 2004 i 2005 bylo však zpoždění výrazně kratší než zpoždění výše uvedené. V roce 2004 byla nejvyšší přízemní teplota vzduchu zaznamenána dne 12. 8. a nejvyšší teplota v hloubce 1m již 14. 8. (zpoždění 2 dny), v roce 2005 nejvyšší přízemní teplota vzduchu připadla na den 29. 7. a nejvyšší teplota v hloubce 1m již na 4. 8. (zpoždění 6 dní).

Vysvětlením tohoto abnormálně malého zpoždění extrémů v hloubce 1m by mohla být právě změna tepelné kapacity a tepelné vodivosti půdy v důsledku zvýšení množství vody v půdě. Hodnocením dešťových úhrnů v období ročních maxim teplot bylo zjištěno:

- ☞ v roce 2004 spadlo po několikadenním období beze srážek ve dnech 13. a 14. 8. celkem 10,4mm srážek (z toho 6,6mm (64%) dne 13. 8.)
- ☞ v roce 2005 spadlo rovněž po několikadenním období beze srážek ve dnech 30. 7. až 3. 8. celkem 31,3mm srážek (z toho 28,3mm (90,4%) ve dnech 30. 7. až 31. 7.)

Je tedy možné, že v období ročních maxim teplot došlo v důsledku dešťových srážek k vyplnění půdních prostor vodou, která má vyšší tepelnou kapacitu. Poté při kondukcii tepla získaného kladnou tepelnou bilancí došlo k mnohonásobně vyšším tepelným ztrátám. Půda tedy potřebovala, aby se její teplota zvýšila, mnohonásobně více tepla a toto teplo bylo spotřebováno již v méně hlubokých úrovních než je hloubka 1m. Hloubka 1m byla tedy dotována menším množstvím tepla než v předchozích dnech, a proto její teplota začala klesat. Ani zvýšená tepelná vodivost nestačila pokrýt tyto tepelné ztráty, výsledkem tohoto je o několik dní rychlejší nástup maxima teploty půdy v hloubce 1m.

Bylo by vhodné zkoumat případnou rozdílnost denních režimů teplot půdy, pokud se během dne vyskytla nebo nevyskytla dešťová srážka, ovšem podrobnější změna tepelné vodivosti půdy ζ a měrné tepelné kapacity půdy c_m při srážkových událostech a s tím spojená změna rychlosti přenosu tepla do hlubších vrstev půdy je nad rámec zadaného tématu bakalářské práce.

7.2 Závislost teploty půdy na vedlejších faktorech

Další činitele ovlivňující teplotu půdy jsou barva půdy, její textura a struktura, expozice, nadmořská výška, orientace terénu, oblačnost a pokrývka půdy. Jelikož data byla pořízena pouze z jediné meteorologické stanice, nejedná se o síť stanic pokrývající určitou plochu, nemusíme brát ohled na možný vliv různé expozice, nadmořské výšky, různé barvy půdy atd., předpokládáme, že tyto ukazatele jsou na meteorologické stanici Pecný s časem konstantní.

Ovšem oblačnost a pokrývka jsou s časem proměnní činitele, jež zmenšují amplitudu přízemní teploty vzduchu. Během dne při jasné obloze je příkon slunečního záření vyšší než v případě zcela zatažené oblohy, kdy se uplatňuje pouze difuzní záření, a zemský povrch se tedy více zahřívá. Během noci oblačnost zvyšuje zpětné záření atmosféry a noční poklesy přízemní teploty vzduchu nejsou tak velké jako při jasné obloze.

Pokrývka ve dne půdu zastíňuje a během noci zmírňuje vyzařování dlouhovlnné radiace zemského povrchu (tepelné izolační účinky podobně jako oblačnost). V létě může být holá půda ve dne až o 10°C teplejší než půda s rostlinstvem. Protože se vliv vegetačního porostu projevuje během dne silněji než během noci, bývá zpravidla i denní průměr přízemní teploty vzduchu nižší pod vegetační pokrývkou než v případě holé půdy (Bednář, 2003). Avšak ani pod „standardním povrchem“, tj. pod udržovaným trávníkem, nemusí být stejné

podmínky. Srovnávací měření potvrdila, zejména v hloubce do 5cm, značné rozdíly podle zastoupení druhů rostlin v trávníku, jeho hustoty, výšky atd. (Coufal, 1993).

Pokryvkou ovšem chápeme nejen vegetační porost, ale i sněhovou pokrývku v zimě. Sníh má malou tepelnou vodivost, proto se s rostoucí mocností vrstvy sněhu snižuje možnost intenzivního ochlazení i oteplení povrchu půdy. Zároveň následkem špatné tepelné vodivosti bývá povrch sněhové pokrývky chladnější než povrch půdy beze sněhu.

8 Denní a roční režim radiační bilance a teplot na meteorologické stanici Pecný

Radiační bilance je prvkem, který zásadně ovlivňuje režim půdních teplot i režim teploty vzduchu (podrobnosti kapitola č. 9). Radiační bilance však není konstantní, jedná se o velmi proměnlivou veličinu, přičemž klíčovým faktorem ovlivňujícím množství slunečního záření dopadajícího na jednotkovou horizontální plochu na zemském povrchu je zenitová vzdálenost Slunce z (příp. výška Slunce nad obzorem h , platí $z = 90^\circ - h$). Radiační bilance je už méně ovlivněna albedem a změnou slunečního záření při průchodu atmosférou, tj. refrakcí, rozptylem a absorpcí.

Při střední vzdálenosti Země od Slunce platí vztah $I_H = I_S \cdot \cos z$, kde I_H je intenzita dopadajících slunečních paprsků na horizontální plochu na zemském povrchu a I_S je intenzita slunečních paprsků kolmo dopadajících na horizontální plochu na zemském povrchu. Pokud je zenitová vzdálenost z rovna 60° , intenzita (příkon) dopadajících slunečních paprsků je poloviční než v případě, kdy se Slunce nachází v zenitu.

8.1 Denní režim

Denní režim radiační bilance se vyznačuje jedním maximem (graf č. 7), toto maximum nastává v době, kdy Slunce během dne vrcholí (jeho zenitová vzdálenost je nejmenší), tedy v pravé poledne. Hodnota maxima je $195,2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ a čas nástupu 12hod 0min.

Denní režim radiační bilance nemá výraznější minimum, v době od západu do východu Slunce, kdy je intenzita slunečního záření nulová, je radiační bilance určena rozdílem intenzity dlouhovlnného záření dopadajícího na zemský povrch, jehož zdrojem je atmosféra a objekty převyšující horizont, a intenzity dlouhovlnného vyzařování zemského povrchu. Tento rozdíl se nazývá efektivní vyzařování.

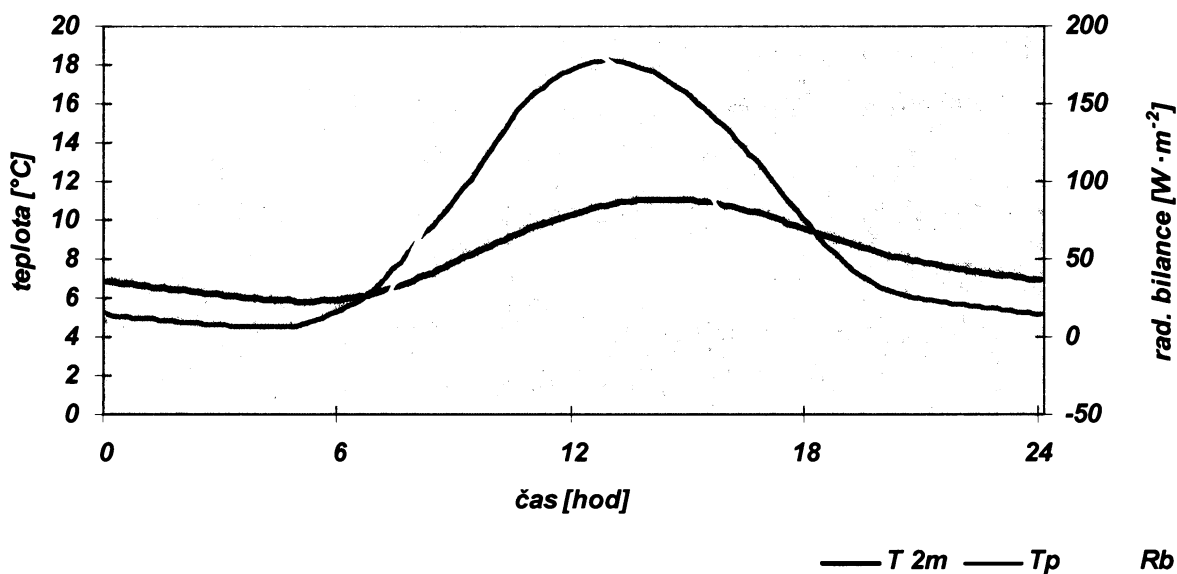
Zhruba 80% energie zpětného záření atmosféry pochází z její spodní stometrové vrstvy. Intenzita záření je funkcí čtvrté mocniny termodynamické teploty a z grafu č. 7 vyplývá, že amplituda teploty ve dvou metrech nad zemí je nižší než amplituda přízemní vrstvy vzduchu. S výškou se amplituda teploty vzduchu dále snižuje a zpětné záření atmosféry je tedy během noci téměř konstantní, kdežto vyzařování zemského povrchu je, díky vyšší amplitudě přízemní teploty vzduchu, více proměnlivé. Minimum tedy nastává v době,

kdy je zemský povrch nejteplejší, ale zároveň na něj nepřichází žádná sluneční radiace. Minimum je téměř nepatrné, nastává v 20hod 30min a jeho hodnota je $-33,9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Vyzařování zemského povrchu je během noci jedinou ztrátovou položkou v rovnici radiační bilance zemského povrchu (ve dne další ztrátu představuje albedo), a přestože v noci nedosahuje tak vysokých hodnot jako ve dne (je funkcí teploty), je radiační bilance záporná. Během dne jsou totiž tyto radiační ztráty překryty přijímaným krátkovlnným slunečním zářením.

Na vyzařování zemského povrchu má velký vliv oblačnost. Při oblačnosti 5/10 klesá tepelná ztráta zemského povrchu způsobená jeho vyzařováním o jednu třetinu, při oblačnosti 10/10 klesá tepelná ztráta až o 80%. Významným faktorem je i výška oblaků nad povrchem, při oblačnosti nízkého patra může dojít k tomu, že zpětné záření atmosféry dosahuje vyšších hodnot než vyzařování zemského povrchu, bilance dlouhovlnného záření je poté kladná. Ale tento případ není příliš častý (Kešner, 1980).

Graf č. 7: Denní režim radiační bilance, teploty vzduchu a přízemní teploty vzduchu



Zdroj: MmsP

Měření radiační bilance v lokalitě Pecný se shodují se skutečností, že pro oblasti 50. stupně severní zeměpisné šířky se radiační bilance stává kladnou, pokud výška Slunce nad obzorem přesáhne 10 až 15° (Kastner, 2003).

Denní režim přízemní teploty vzduchu představuje periodické kolísání teploty s jedním maximem a minimem. Režim teploty půdy není pouze výsledkem radiační bilance,

ale závisí na celkové tepelné bilanci zemského povrchu, proto vzestup přízemní teploty vzduchu začíná ihned po východu Slunce, ačkoli radiační bilance je ještě asi 1hod záporná. V ranních hodinách totiž neradiační toky tepla rovnice tepelné bilance zemského povrchu směřují k povrchu půdy a dodávají tolik tepla, že záporná radiační bilance je těmito toky kompenzována (Bednář, 2003).

Po východu Slunce se k neradiačním tokům tepla směřujícím k zemskému povrchu přidává i krátkovlnná sluneční radiace a přízemní teplota vzduchu dále roste. Během dne roste radiační bilance (až do horní kulminace Slunce, poté klesá) a zároveň se obrací směr neradiačních toků tepla, které směřují po většinu dne směrem od zemského povrchu. Zhruba 0,5hod po vyvrcholení Slunce začne množství tepla transportovaného neradiačními toky směrem od zemského povrchu a ztráta tepla vzniklá vyzařováním zemského povrchu převyšovat množství tepla dodávaného slunečním zářením a přízemní teplota vzduchu začne klesat. Po západu Slunce přízemní teplota vzduchu dále klesá a neradiační toky tepla opět obrací svůj směr k zemskému povrchu a působí proti záporné radiační bilanci. Tento cyklus se neustále opakuje.

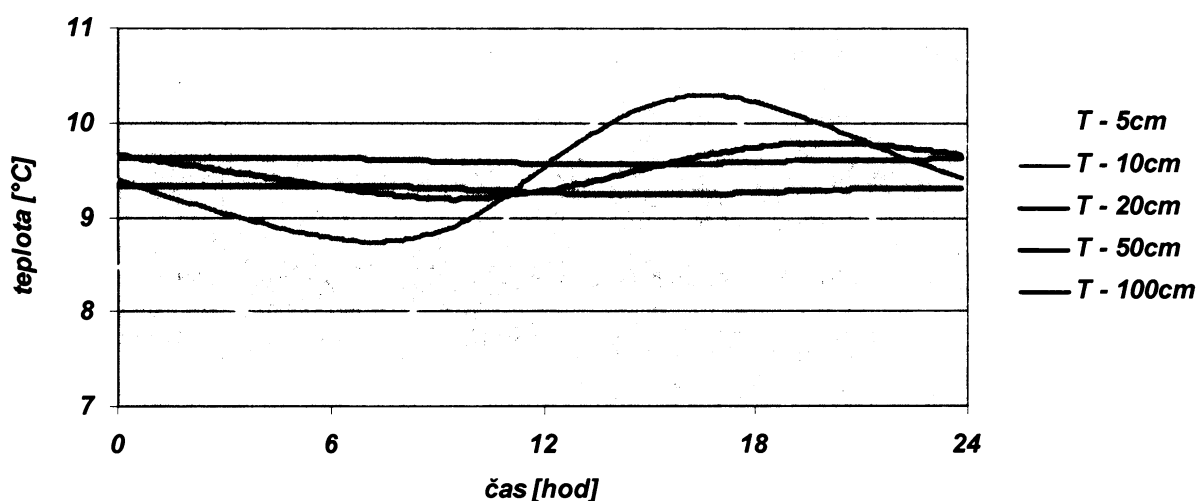
Denní režim radiační bilance je se zpožděním následován teplotami, zpoždění maxima přízemní teploty vzduchu za maximální insolaci činí 30min (nástup ve 12hod 30min), hodnota maxima je 18,4°C. V případě denního minima je zpoždění v řádu hodin, nejnižších přízemních teplot vzduchu je dosaženo až v druhé půli noci (konkrétně denní minimum nastupuje ve 4hod 10min), což je způsobeno postupným ochlazováním půdy v důsledku vyzařování dlouhovlnné radiace, přičemž neradiační toky tepla nedokáží pokrýt tyto ztráty a tepelná bilance je záporná. Pokud je tepelná bilance záporná, povrch půdy se ochlazuje, minimum přízemní teploty vzduchu nastupuje několik desítek minut před rychlým nárůstem radiační bilance (před východem Slunce).

Zpoždění extrémů teploty vzduchu se opožd'uje o 1,5hod za extrémní přízemní teploty vzduchu. Toto zpoždění může být popsáno jako doba, která je potřebná k tomu, aby přízemní vrstva vzduchu s jistými tepelnými ztrátami převzala teplotu zemského povrchu.

Denní režim půdních teplot (graf č. 8) je charakterizován poklesem amplitudy teplot a zpožd'ováním nástupu maxim a minim směrem do hloubky, může být popsán platnými zákony šíření tepla v půdě, tzv. Fourierovými zákony (kapitola 7).

Od hloubky hladiny stálé denní teploty může být denní režim popsán přímkou (ve tvaru $y = c$, kde c je teplota v hloubce hladiny stálé denní teploty, která je neměnná v čase).

Graf č. 8: Denní režim půdních teplot



Zdroj: MmsP

8.2 Roční režim

Roční režim radiační bilance (graf č. 9) je v našem případě značně rozkolísanější než denní režim, což je dáno především rozsahem datového souboru. Zatímco hodnoty denního režimu jsou průměrem jednotlivých desetiminutových intervalů ze všech dní během dvou let, hodnoty ročního režimu radiační bilance jsou průměrem pouze dvou denních průměrů z let 2004 a 2005.

Roční maximum radiační bilance by mělo teoreticky nastávat v den letního slunovratu, kdy Slunce vystupuje během roku nejvýše nad obzor ($63,5^\circ$) a zároveň je nejdelší světelný den (16hod 23min). Avšak denní průměr je stanoven pouze ze dvou hodnot, stačí tedy, aby v den letního slunovratu 2004 nebo 2005 byla obloha pokryta oblaky a roční maximum se může o několik dní posunout. Na mobilní meteorologické stanici Pecný nastává roční maximum dne 24. 6. a jeho hodnota je $164,7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, lze ovšem očekávat, že po získání většího objemu dat se toto maximum bude postupně posouvat ke dni letního slunovratu.

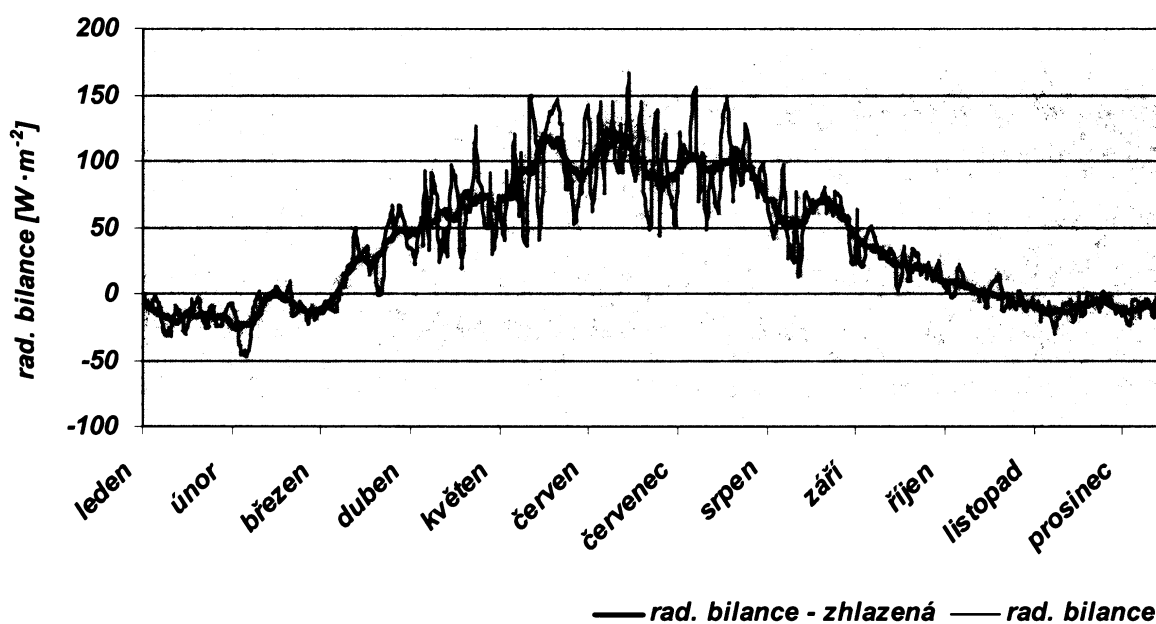
Analogicky by i roční minimum mělo nastávat v den zimního slunovratu, kdy Slunce vystupuje během roku nejnižší nad obzor ($23,5^\circ$) a zároveň je nejkratší světelný den (8hod 04min). Ale roční minimum radiační bilance pochází až ze dne 7. 2., ovšem nesmíme zapomínat na výpadky měření, ve dnech 2. 2. 2004 až 11. 2. 2004 došlo k nejrozsáhlejšímu výpadku během sledovaného období (celkem 10 dní) a hodnota $-47,1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ze 7. 2. tedy není průměrem za dva roky 2004 a 2005, ale hodnotou dosaženou 7. 2. 2005.

I na grafu č. 9 si můžeme povšimnout prudkého poklesu nezhlazené radiační bilance na počátku února, který je především tvořen dny 5. až 7. února 2005, kdy byly naměřeny velmi nízké hodnoty radiační bilance. Obecně je amplituda radiační bilance i teplot nižší v zimních měsících než v letních, tento únorový pokles je tedy na grafu dobře čitelný.

Ovšem posun minima radiační bilance souvisí i s ročním režimem oblačnosti. Nejvyšších hodnot dosahuje oblačnost na počátku zimy, nejnižších hodnot na konci léta, přičemž při výskytu oblačnosti 10/10 klesá ztráta tepla efektivním vyzařováním až o 80% (Kešner, 1980). Pokud roční maximum oblačnosti připadá na prosinec, je možné, že právě vysoký stupeň pokrytí oblohy oblaky zmírnil tepelnou ztrátu zapříčiněnou efektivním vyzařováním a tím i deficit radiační bilance.

Důsledkem tepelně izolačních účinků vysokého stupně oblačnosti je posunutí minima radiační bilance do střední části zimy, kdy obecně oblačnost nedosahuje tak vysokých hodnot.

Graf č. 9: Roční režim radiační bilance

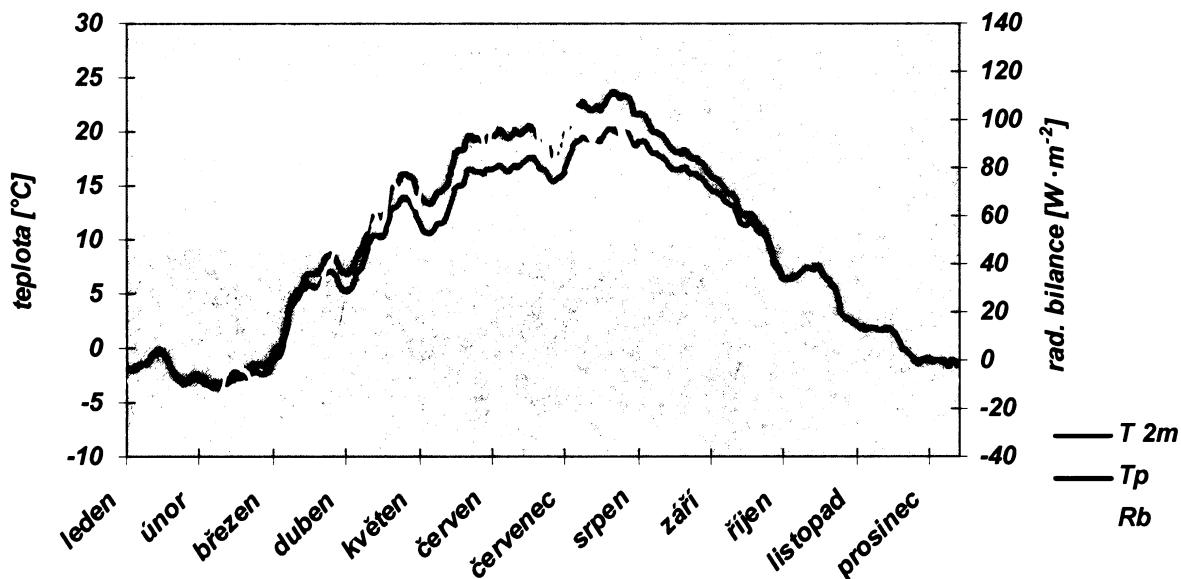


Zdroj: MmsP

Situace na mobilní meteorologické stanici doposud neodpovídá faktu, že pro oblasti 50. stupně severní zeměpisné šířky se radiační bilance stává kladnou 10 až 15 dní po jarní rovnodennosti a zápornou 10 až 15 dní před podzimní rovnodenností (Kastner, 2003). Radiační bilance se stává kladnou již týden před jarní rovnodenností, zápornou až zhruba 40 dní po podzimní rovnodennosti. Období kladné radiační bilance je tedy delší než je obvyklé,

avšak kvůli pouze dvouleté datové řadě nelze rozhodnout, zda se jedná o ovlivnění cirkulačními faktory, nebo o specifičnost lokality.

Graf č. 10: Denní režim radiační bilance, teploty vzduchu a přízemní teploty vzduchu



Zdroj: MmsP

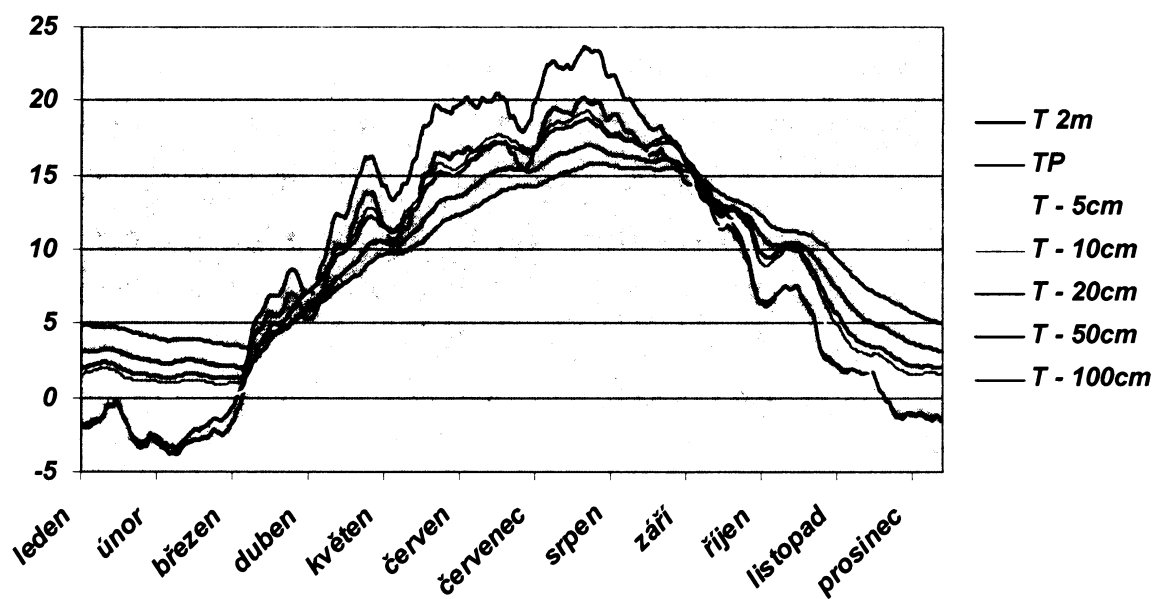
Pokud si letní období představíme jako den a zimní období jako noc, východ a západ Slunce jako jarní a podzimní rovnodennost a horní a dolní kulminaci Slunce jako letní a zimní slunovrat, může být popsán roční režim přízemní teploty vzduchu stejně jako denní.

Během teplé části roku působí neradiační toky tepla směrem od zemského povrchu a ode dne maxima přízemní teploty vzduchu (maximum 5. 8., hodnota maxima činí $25^{\circ}C$) spolu s vyzařováním zemského povrchu převyšují množství tepla dodaného sluneční radiací a přízemní teplota vzduchu klesá (tepelná bilance se stává zápornou). Na podzim dochází k obrácení orientace neradiačních toků a v zimním období směřují již směrem k zemskému povrchu a působí proti záporné radiační bilanci. Celková tepelná bilance je však stále záporná a je dosaženo nejnižších teplot povrchu půdy (minimum nasává dne 9. 2., hodnota je $-5,3^{\circ}C$). Několik dní před jarní rovnodenností se i přes stále zápornou (ale již rostoucí) radiační bilanci celková tepelná bilance díky neradiačním tokům tepla stává kladnou a přízemní teplota vzduchu začíná růst. Jakmile je radiační bilance kladná, neradiační toky začínají opět směřovat směrem od zemského povrchu a po dosažení maximální přízemní teploty vzduchu se tepelná bilance stává zápornou a přízemní teplota vzduchu opět klesá.

V mírných šířkách se nejčastější hodnoty amplitudy přízemní teploty vzduchu pohybují okolo 30°C (Kešner, 1980), což odpovídá situaci na meteorologické stanici Pecný, kde amplituda dosahuje 30,3°C.

Roční režim půdních teplot (graf č. 11) je opět charakterizován poklesem amplitudy teplot a zpožděním nástupu maxim a minim směrem do hloubky, může být popsán Fourierovými zákony šíření tepla v půdě (kapitola 7).

Graf č. 11: Roční režim teplot



Zdroj: MmsP

9 Závislost půdních teplot na radiační bilanci

V rovnici tepelné bilance zemského povrchu jsou nejvýznamnější vstupy a výstupy energie zahrnuty ve členu označovaném jako radiační bilance, jedná se o rozdíl příkonu dopadajícího záření na horní a na dolní stranu senzoru umístěného dva metry nad zemským povrchem. Pokud je radiační bilance kladná, na zemský povrch dopadá více energie než zemský povrch vyzařuje a zemský povrch se tedy otepluje. Při záporné radiační bilanci je příkon energie jdoucí od zemského povrchu vyšší než příkon energie na něj dopadající, zemský povrch se ochlazuje.

Teplota vzduchu a půdy je nejsilněji ovlivňována právě radiační bilancí. Při kladné radiační bilanci je část slunečního krátkovlnného záření dopadajícího na zemský povrch odvedena do podpovrchových vrstev půdy, které otepluje, a část je transformována na jiné formy energetického přenosu tepla (je spotřebována při neradiační výměně tepla, např. turbulentní a latentní tok tepla).

Vrstva vzduchu přilehlá k zemskému povrchu získává postupně teplotu zemského povrchu, čím je zemský povrch teplejší, tím více otepluje přilehlé vrstvy atmosféry a zároveň sám sebe nepatrně ochlazuje.

Při hledání závislosti mezi radiační bilancí a teplotou za nezávislou proměnou považujeme radiační bilanci. Teplotu, která je ovlivněna právě radiační bilancí, považujeme za proměnnou závislou.

Jak vyplývá z předcházejícího, jedná se o pozitivní závislost, s rostoucí radiační bilancí vzrůstá i teplota ve všech měřených úrovních. Vrstva, jejíž teplota je nejvíce ovlivněna radiační bilancí, je zemský povrch. Sluneční záření dopadá přímo na zemský povrch, částečně je absorbováno, nebo odváděno do podpovrchových vrstev, a zároveň se od této vrstvy oteplují nejnižší vrstvy atmosféry.

Radiační bilancí již méně ovlivněná teplota je v hloubce pěti centimetrů, přičemž do hlubších vrstev ovlivnění teploty radiační bilancí dále klesá kvůli skutečnosti, že při procházení tepla půdním profilem nejsvrchnější vrstvy půdy absorbují část přiváděného tepla a dochází tedy k tepelným ztrátám, které mohou být popsány jako množství tepla ΔQ absorbovaného v prostoru mezi dvěma elementárními plochami:

$$\Delta Q = Q_A - Q_B = \zeta \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} dz,$$

kde T znamená teplotu, z hloubku a ζ nazýváme koeficientem tepelné vodivosti.

Hodnocení závislosti teploty na radiační bilanci může být provedeno ze dvou různých úhlů pohledu:

- ① při hodnocení bude uvažován čtvrtý Fourierův zákon
- ② při hodnocení nebude uvažován čtvrtý Fourierův zákon

Čtvrtý Fourierův zákon popisuje zpoždění času nástupu maxima a minima teploty půdy s rostoucí hloubkou. Pokud není brán v úvahu, korelační koeficient hodnotí závislost mezi aktuální radiační bilanci a aktuální půdní teplotou v jednotlivých hloubkách. Pokud je brán v úvahu, korelační koeficient hodnotí vztah aktuální radiační bilance a půdní teploty patřičně posunuté v čase zpět.

9.1 Závislost půdních teplot na radiační bilanci bez ohledu na čtvrtý Fourierův zákon

Hodnocení vychází z Pearsonova korelačního koeficientu závislosti půdních teplot na radiační bilanci, kdy aktuální radiační bilanci je přiřazen soubor aktuálních půdních teplot v jednotlivých hloubkách, data tedy byla pořizena ve stejný čas a nedošlo k žádnému pozdějšímu posunu.

Graf č. 12 a 13 vystihuje pokles Pearsonova korelačního koeficientu s hloubkou, koeficient rychle klesá, tj. snižuje se míra ovlivnění půdní teploty radiační bilanci. Výše popsané tepelné ztráty silně ovlivňují průběh Pearsonova korelačního koeficientu, pokud bychom tepelné ztráty vzniklé při kondukcii tepla do hloubek neuvažovali, měl by Pearsonův korelační koeficient tvar křivky, která se s rostoucí hloubkou pohybuje k hodnotě -1, od této hodnoty k hodnotě +1, poté zase k -1, +1, -1... Pearsonův korelační koeficient by tedy v určitých hloubkách zvyšoval svoji hodnotu. Dělo by se tak v hloubkách, kde zpoždění nástupu půdních teplot $\Delta\tau$ vzhledem k radiační bilanci leží v intervalu

$$\Delta\tau \in \left(\frac{\Theta}{2} + n \cdot \Theta; (n+1) \cdot \Theta \right),$$

kde Θ znamená periodu a n je celé nezáporné číslo. Pro hodnotu zpoždění $\frac{\Theta}{2} + n \cdot \Theta$ by dosáhl minimální hodnoty -1 a pro hodnotu zpoždění $(n+1) \cdot \Theta$ maximální hodnoty +1.

Pro roční chod je tento interval zpoždění, ve kterém dochází ke zvyšování Pearsonova korelačního koeficientu $(182,5 + n \cdot 365; (n+1) \cdot 365)$ dní, pro denní chod je roven $(12 + n \cdot 24; (n+1) \cdot 24)$ hodin.

Podle čtvrtého Fourierova zákona je největší zpoždění nástupu půdních teplot pro roční periodu pouze 33 dní (dosaženo v hloubce 100cm), a proto Pearsonův korelační koeficient pouze klesá. Výraznější pokles je patrný v jarním a zimním období, Pearsonův korelační koeficient zde dokonce dosahuje od hloubky 56,5cm v zimním období, resp. od hloubky 71cm v letním období, záporných hodnot.

Hloubka z , ve které je podle vzorce

$$z = \frac{2 \cdot \Delta \tau}{\sqrt{\frac{\Theta}{\pi \cdot K_m}}},$$

kde Θ je perioda pravidelných změn teploty v půdě (365 dní) a K_m je koeficient molekulární teplotní vodivosti, zpoždění rovno 182,5 dní, je 6,2m. Ve skutečnosti bude výsledná hloubka odlišná, což je způsobeno neschopností aproximovat koeficient K_m do větších hloubek funkční křivkou, tudíž byla použita hodnota K_m v hloubce 1m.

Od této hloubky 6,2m by mělo teoreticky docházet ke zvyšování hodnot Pearsonova korelačního koeficientu.

Pokud bychom průběh Pearsonova korelačního koeficientu pro roční periodu mezi 20 a 100cm aproximovali přímkou (ve tvaru $z = -450 \cdot r + 376,11$, kde z znamená hloubku a r Pearsonův korelační koeficient) a tu posléze protáhli do větších hloubek, zjistíme, že v hloubce přibližně 3,7m je Pearsonův korelační koeficient roven nule a v hloubce přibližně 8,3m dosahuje minima -1. Podle výše uvedeného by tedy v hloubce 8,3m mělo být zpoždění 182,5 dní, od této hloubky by tedy mělo docházet ke zvyšování Pearsonova korelačního koeficientu.

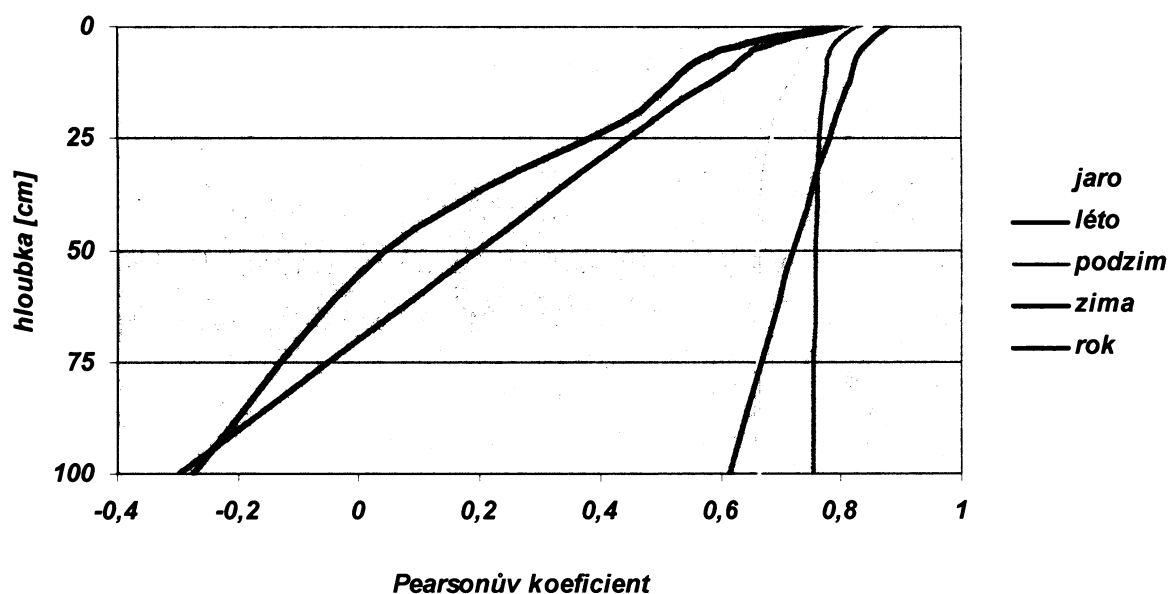
Rozdíl 2,1m je způsoben použitím koeficientu molekulární teplotní vodivosti pro odlišnou hloubku a aproximací Pearsonova korelačního koeficientu do velkých hloubek přímkou.

Pro denní periodu je největší zpoždění nástupu půdních teplot 40hod 50min (taktéž dosaženo v hloubce 100cm). Podle výše uvedeného vzorce pro výpočet hloubky z , ve které je dosaženo zpoždění $\Delta \tau$ dopočítáme hloubky pro zpoždění 12, 24, 36 a 48 hodin. Hloubka, ve které je zpoždění rovno 12hod je 42cm, hloubka, ve které je zpoždění rovno 24hod je 71cm. Mezi těmito hladinami by mělo docházet ke zvyšování Pearsonova korelačního koeficientu.

Od hloubky 71cm by měl následovat pokles Pearsonova korelačního koeficientu až do hloubky 97cm (zpoždění 36hod) a poté opět růst až do hloubky 122cm (zpoždění 48hod).

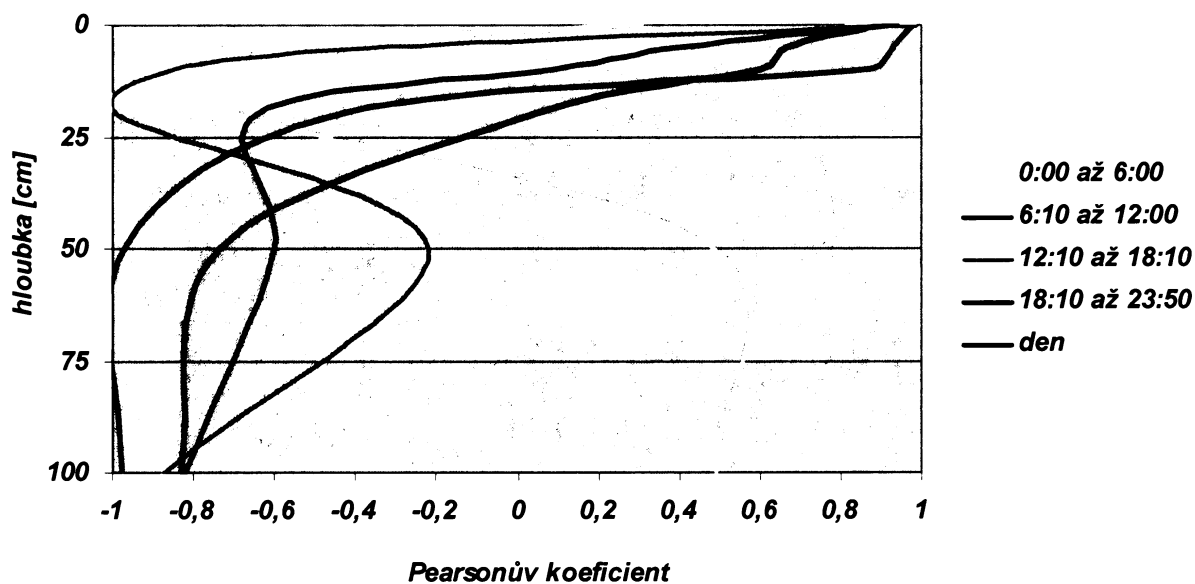
Podle grafu v hloubce 20 až 50cm skutečně došlo ke zvýšení Pearsonova korelačního koeficientu, v této malé hloubce pravděpodobně není vliv tepelných ztrát tak značný, aby dokázal zahladit vzrůst hodnot Pearsonova korelačního koeficientu. Velmi výrazné zvýšení Pearsonova korelačního koeficientu v hloubce 20 až 50cm nastává především v době od 0:00 do 6:00 a od 12:00 do 18:00. V hloubce nad 97cm se již tento růst neprojevuje, resp. není zachycen grafem.

Graf č. 12: Závislost půdních teplot na radiační bilanci pro roční periodu



Zdroj: MmsP

Graf č. 13: Závislost půdních teplot na radiační bilanci pro denní periodu



Zdroj: MmsP

9.2 Závislost půdních teplot na radiační bilanci vzhledem ke čtvrtému Fourierovu zákonu

Podle čtvrtého Fourierova zákona se čas výskytu maxima a minima teploty půdy s rostoucí hloubkou zpožďuje. Toto zpoždění $\Delta\tau$ je dáno vztahem:

$$\Delta\tau = \frac{z}{2} \cdot \sqrt{\frac{\Theta}{\pi \cdot Km}}$$

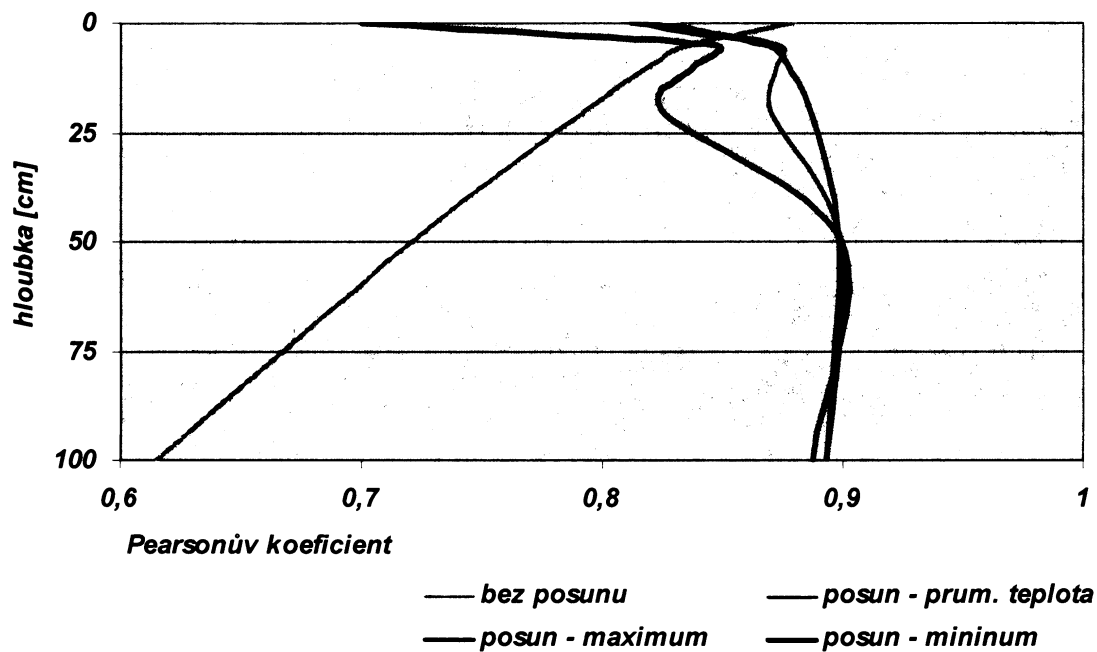
Pokud je brán tento zákon v úvahu, korelační koeficient hodnotí vztah aktuální radiační bilance a půdní teploty patřičně posunuté o $\Delta\tau$ v čase zpět.

Protože doby zpoždění maxim a minim se liší, existují tři hlavní způsoby posunutí, které mohou být aplikovány jak na roční (graf č. 14), tak na denní (graf č. 15) režim:

- ❶ posunutí podle maxim, kdy se celá řada půdních teplot v určité hloubce posune vpřed o časový rozdíl mezi maximální radiační bilancí a maximální teplotou v určité hloubce. V grafu označeno posun – maximum.
- ❷ posunutí podle minim, kdy se celá řada půdních teplot v určité hloubce posune vpřed o časový rozdíl mezi minimální radiační bilancí a minimální teplotou v určité hloubce. V grafu označeno posun – minimum.
- ❸ hodnoty posunutí mezi extrémy se vyjádří jako přímka (ve tvaru $\Delta\tau = a \cdot T + c$, kde $\Delta\tau$ znamená zpoždění, T teplotu a a , c jsou dopočítané konstanty různé pro jednotlivé

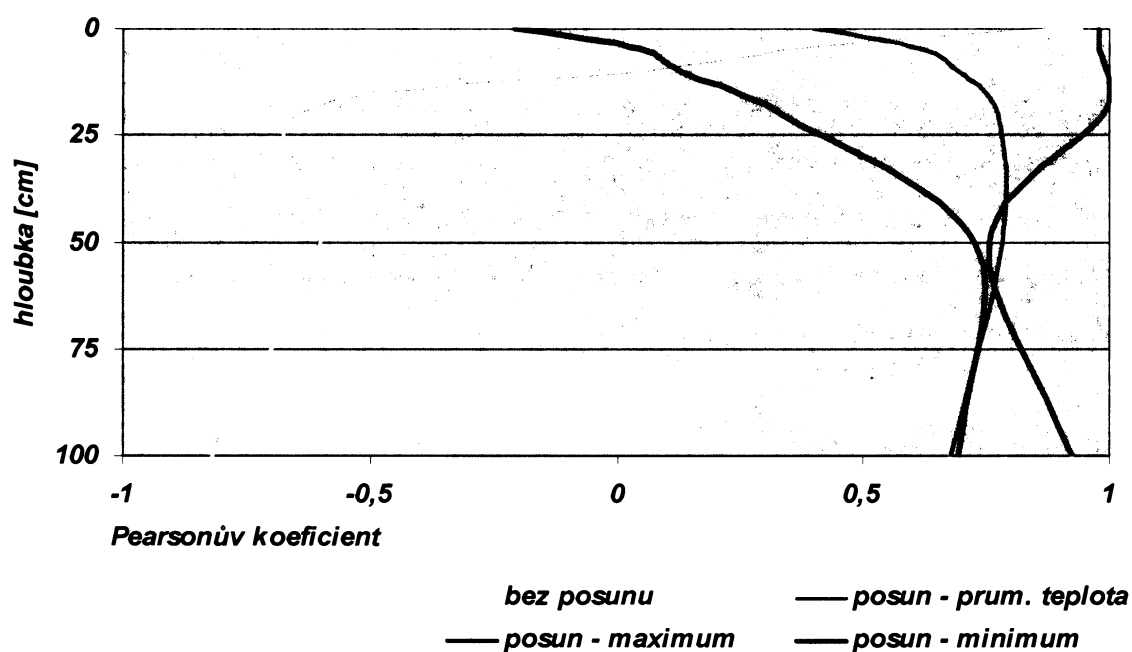
hloubky a periody) a uvažujeme zpoždění odpovídající průměrné roční, resp. denní, teplotě. V grafu označeno posun – prům. teplota.

Graf č. 14: Závislost půdních teplot na radiační bilanci pro roční periodu



Zdroj: MmsP

Graf č. 15: Závislost půdních teplot na radiační bilanci pro denní periodu



Zdroj: MmsP

Nejnižší hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu pro posunuté půdní teploty se vyskytují v největší hloubce a korelační koeficient by měl s hloubkou stále klesat, až dosáhne v hloubce hladiny stálé denní, resp. roční, teploty nulové hodnoty. Pod hodnotu nula by teoreticky neměl klesnout.

Vycházíme-li ze vzorce pro výpočet změny teploty s časem $\partial T / \partial t$ v závislosti na hloubce z :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\Delta Q}{c\rho dz},$$

kde c znamená měrné teplo půdy, ρ její hustotu a ΔQ množství přijatého tepla, je zřejmý fakt, že změna teploty $\partial T / \partial t$ je v určitém objemu mezi dvěma elementárními plochami přímo úměrná množství přijatého tepla ΔQ .

Jediným zdrojem přijímaného tepla ΔQ je přebytek tepla vznikající při kladné radiační bilanci. Druhý nejvýznamnější vstup energie, neradiační tok tepla z nitra Země k povrchu, je 6 000x slabší než vstup slunečního záření, nemá tedy na teplotu v hloubce několik metrů pod zemským povrchem téměř žádný vliv. Půdní teploty jsou tedy ovlivněny pouze radiační bilanci.

Jakmile na elementární plochu v hloubce z_1 nepřichází směrem od zemského povrchu žádné teplo ΔQ , zlomek $\partial T / \partial t$ je roven nule a změna teploty ∂T je také nulová. Pokud počítáme Pearsonův korelační koeficient pro radiační bilanci, která je s časem proměnlivá, a pro teplotu, která je konstantní, kovariance těchto dvou souborů dat bude vždy nulová, tudíž Pearsonův korelační koeficient bude rovněž nulový. V hloubce z_1 není tedy teplota ovlivněna radiační bilanci, je konstantní a můžeme mluvit o hladině stálé denní, resp. roční, teploty.

Pokud na elementární plochu v hloubce z_1 nepřichází žádné teplo ΔQ , na elementární plochu v hloubce z_2 , za předpokladu, že $z_1 < z_2$, rovněž nepřichází žádné teplo. Teplota hloubce z_2 je tedy konstantní a Pearsonův koeficient roven nule. Ani ve větších hloubkách než je hladina stálé denní, resp. roční, teploty Pearsonův korelační koeficient neklesá pod hodnotu nula.

Hloubku hladiny nulové hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu můžeme porovnat s vypočítanými hloubkami hladin stálé roční, resp. denní, teploty podle třetího Fourierova zákona. Hloubka hladiny nulové denní amplitudy ($\partial T = 0^\circ\text{C}$) se podle třetího Fourierova zákona vyskytuje v hloubce 232,7cm (hloubka hladiny nulové roční amplitudy 19,1x hlouběji, tedy v hloubce 44,5m).

Pearsonův korelační koeficient je však velmi obtížné aproximovat funkční křivkou. Nejpřesnější výsledky vykázala aproximace přímkou, hloubka hladiny nulové hodnoty

Pearsonova korelačního koeficientu pro denní chod je 417cm, pro roční chod 80,9m. Jedná se však o velmi hrubé výsledky, i když se hodnoty získané aproximací křivky Pearsonova korelačního koeficientu poměrně shodují ($4,2m \cdot 19,1 = 80,2m$, tedy rozdíl pouze 0,7m).

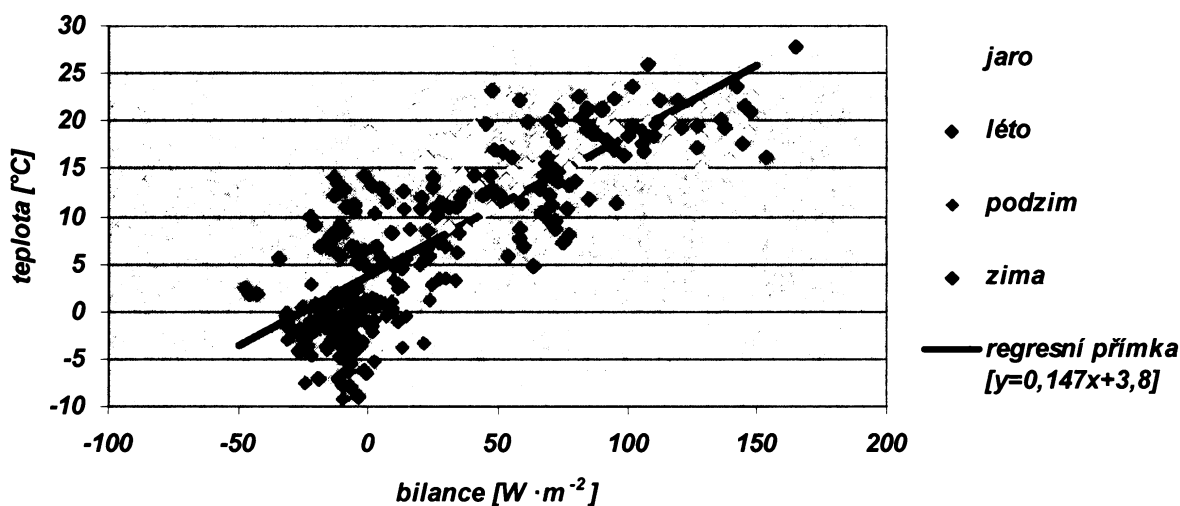
9.3 Tvar závislosti, rovnice regrese

Při hodnocení tvaru závislosti se předchozím použitím Pearsonova korelačního koeficientu předpokládá, že závislost bude lineární, může být tedy popsána regresní přímkou.

Pro konstrukci regresní přímky je nutné stanovit typ posunu teplot v půdě, pro roční i pro denní chod se jeví jako nejvhodnější posun podle průměrné teploty.

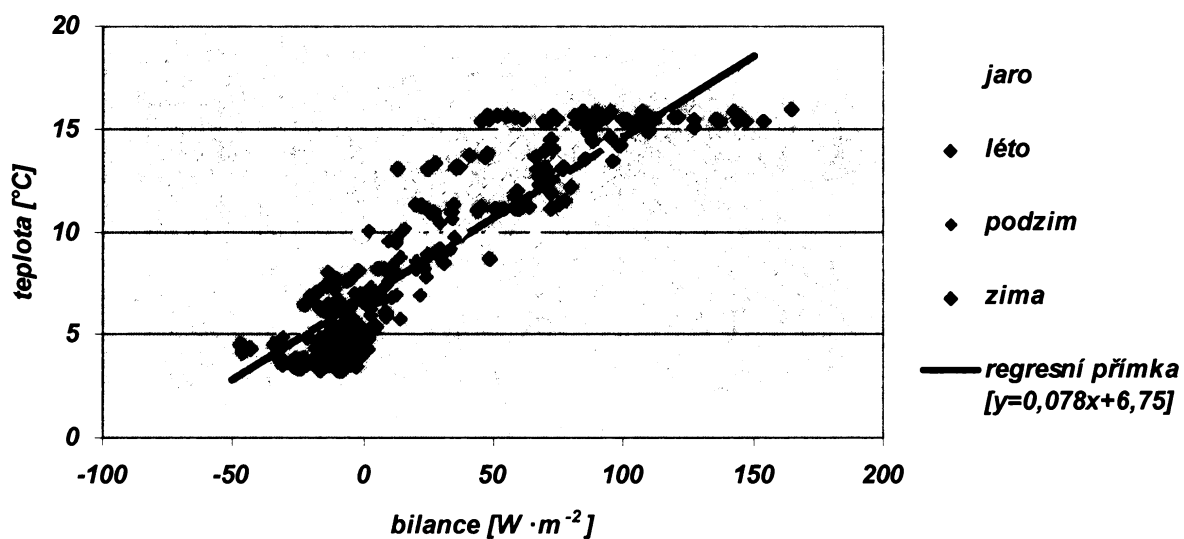
Směrem do hloubky se snižuje směrnice regresních přímek, což je logické, neboť při stále stejné radiační bilanci se s hloubkou snižuje roční amplituda teploty. V hloubce hladiny stálé denní, resp. roční, teploty bude směrnice nulová a regresní přímka bude mít tvar $y = c$, kde c je průměrná denní, resp. roční, teplota.

Graf č. 16: Závislost teploty zemského povrchu na radiační bilanci pro roční periodu



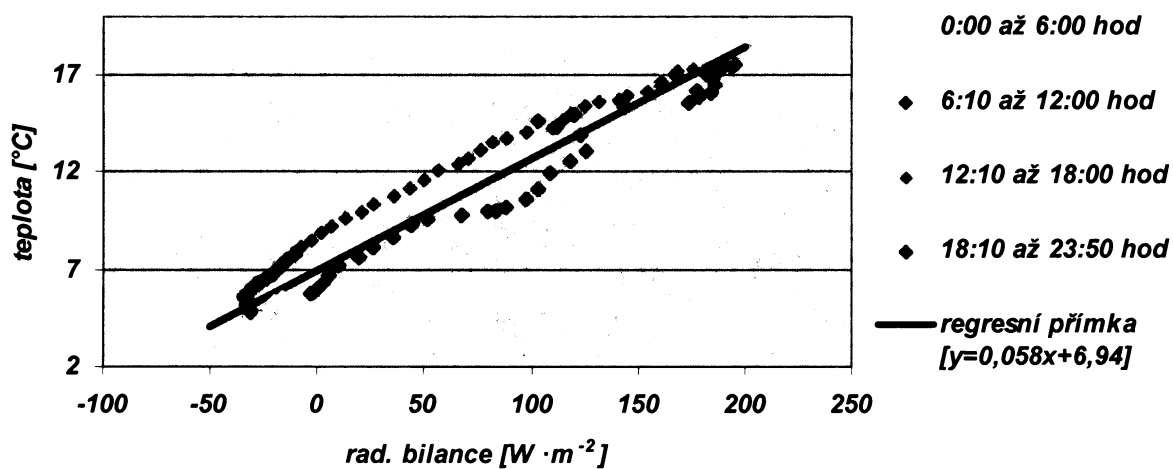
Zdroj: MmsP

Graf č. 17: Závislost teploty v hloubce 100cm na radiační bilanci pro roční periodu



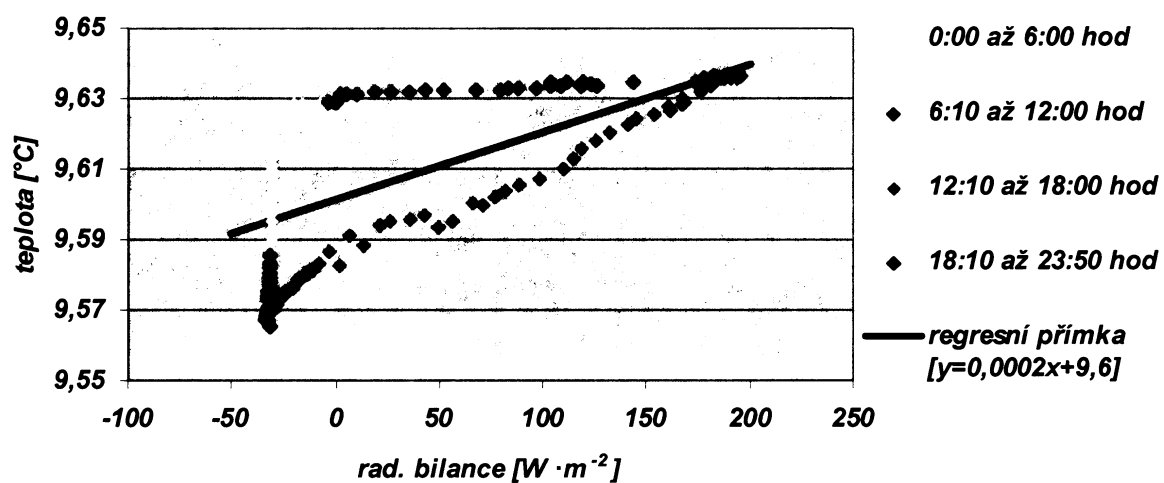
Zdroj: MmsP

Graf č. 18: Závislost teploty zemského povrchu na radiační bilanci pro denní periodu



Zdroj: MmsP

Graf č. 19: Závislost teploty v hloubce 100cm na radiační bilanci pro denní periodu



Zdroj: MmsP

10 Promrzání půdy

Důležitou úlohu hraje teplota izotermní vrstvy půdy (teplota půdy v hloubce hladiny stálé roční teploty), jež přibližně odpovídá průměrné roční teplotě dané lokality (Kešner, 1980). Na meteorologické stanici Pecný by teplota izotermní vrstvy půdy měla dosahovat 9 až 10°C. Trvale zmrzlá půda se vyskytuje v oblastech, kde teplota izotermní vrstvy půdy klesá pod 0°C, což je teplota spojená se změnami fáze vody – kapalnou na pevnou a pevnou na kapalnou. Jelikož tato podmínka není nikde v České republice splněna, dochází zde pouze k sezónnímu promrzání půdy.

10.1 Sezónní promrzání půdy

V období nejnižší tepelné bilance zemského povrchu (na meteorologické stanici Pecný přelom ledna a února) zpravidla přízemní teplota vzduchu klesá pod 0°C, pokud dojde i v půdním horizontu k poklesu teplot půdy pod 0°C, půda promrzá.

V dlouhodobém průměru činí hloubka zimního promrzání v našich klimatických oblastech 0,4 až 0,5m, pouze v ojedinělých případech při drsných zimách za holomrazu promrzne půda do hloubky 1,2m (Kešner, 1980).

Nezámrzná hloubka se v našich oblastech pohybuje okolo 1,2m, jedná se o minimální hloubku, do které musí být umístěno vodovodní potrubí a kanalizace a do níž musí zasahovat základy větších staveb. Česká státní norma předpisuje umístění vodovodních potrubí do hloubky 1,5m, v některých oblastech až do hloubky 1,7m pod povrch půdy (Kešner, 1980).

Průběh nulové izotermy (viz graf č. 20) udává trvání a hloubku zamrznutí půdy. Z grafu termoizopleť v půdě lze určit i jiné významné údaje, např. trvání období s teplotou půdy potřebnou k růstu různých rostlin.

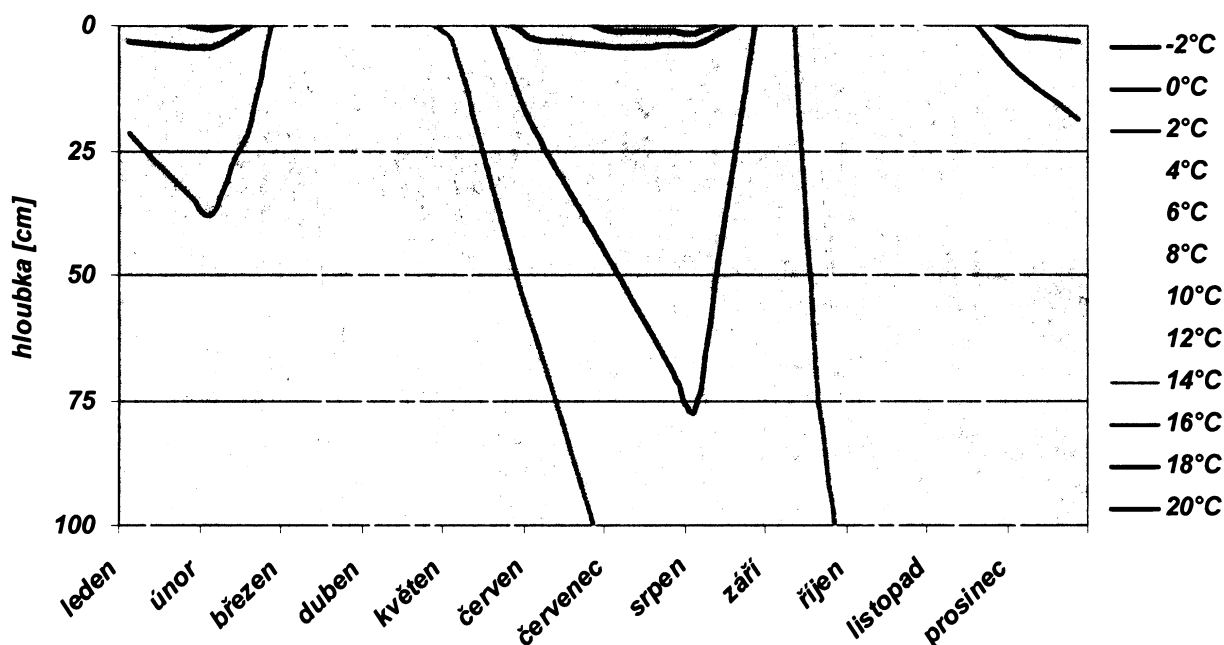
Hloubka promrznutí půdy závisí na řadě činitelů:

- | | |
|--|-------------------|
| ☞ teplota povrchu půdy a hlubších vrstev | ☞ typ a druh půdy |
| ☞ sněhová a rostlinná pokrývka | ☞ vlhkost půdy |
| ☞ technické úpravy povrchu půdy | ☞ reliéf terénu |

Například pod sněhovou pokrývkou je hloubka promrznutí mnohem menší než pod holým povrchem (při tzv. holomrazech). Rovněž terénní prolákliny promrzají méně než

vyvýšeniny, pro srovnání s hloubkou promrznutí na vodorovné ploše je třeba používat pro ostatní tvary reliéfu empiricky odvozené koeficienty.

Graf č. 20: Termoizoplety pro roční periodu

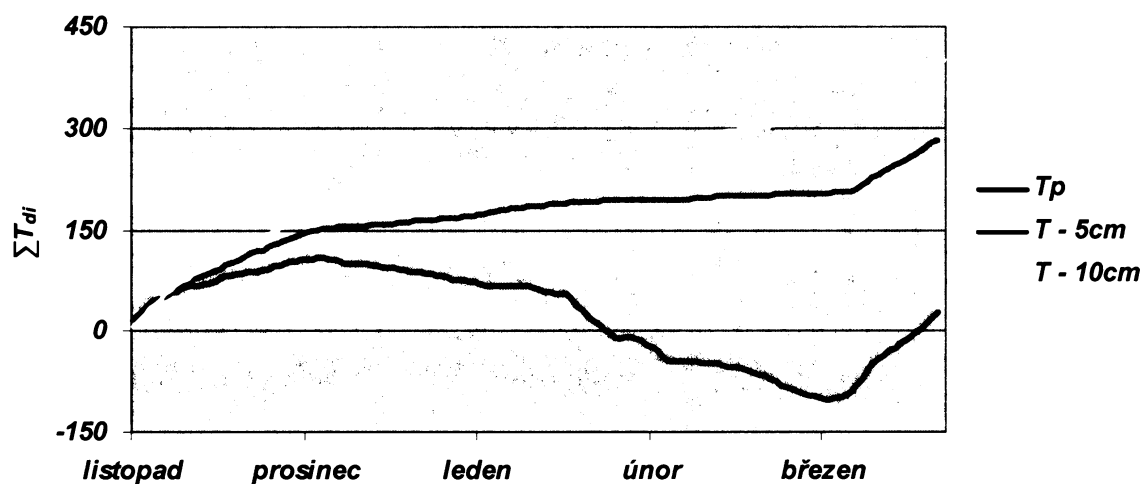


Zdroj: MmsP

Z grafu č. 20 je patrné, že během zkoumaného období docházelo v zimě k promrznání málo mocné vrstvy půdy, do hloubky maximálně 5cm, v období zhruba od počátku prosince do konce února. Protože však graf vychází z průměrných měsíčních hodnot, není možné z něj přesně stanovit průběh nulové izotermy.

Pro lepší názornost bylo období od počátku listopadu do konce března podrobněji analyzováno pomocí mrazového indexu (graf č. 21). Tento index vychází z metody součtových řad (Sládek, 2005), kdy osa x je časová osa a na osu y nanášíme kumulované součty průměrných denních teplot. Pokud je křivka rostoucí, teplota je vyšší než 0°C a pokud křivka klesá, teplota je nižší než 0°C.

Graf č. 21: Mrazový index průměrných denních teplot pro období listopad až březen



Zdroj: MmsP

Křivka mrazového indexu pro teplotu v hloubce 5cm a 10cm je po celé období pouze rostoucí, i když od počátku prosince do konce února má relativně mírnější sklon než v listopadu a březnu, což znamená, že teplota se zde přibližovala 0°C , ale této hranice nedosáhla.

Přízemní teplota vzduchu v období největšího poklesu křivky mrazového indexu dosahuje nejnižších hodnot. Maximum křivky připadá na den 6. 12., minimum na den 11. 3., období nejnižších teplot povrchu půdy je tedy 7. 12. až 11. 3. Celkem 95 dní, během kterých průměrná denní přízemní teplota vzduchu v 85 případech poklesla pod 0°C .

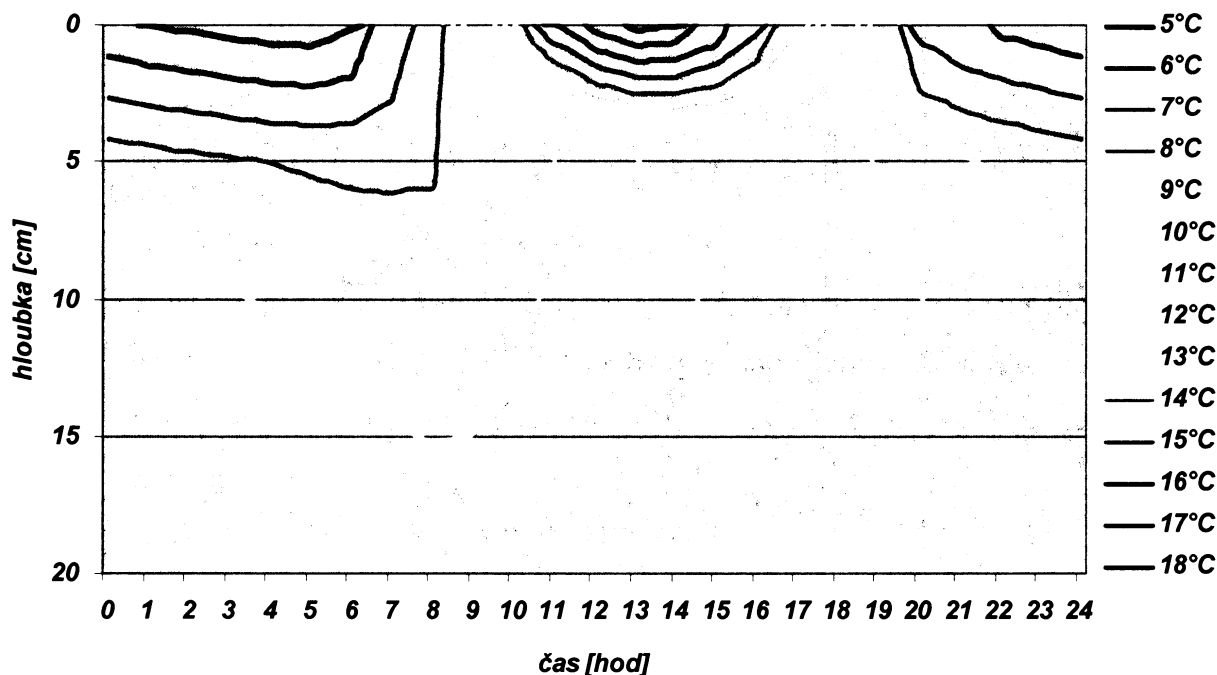
Sezónní promrzání půdy v lokalitě Pecný v období dvou zim 2003/2004 a 2004/2005 dosahovalo hloubek maximálně necelých 5cm, během sledovaného období se ročně vyskytlo 87 dní s průměrnou přízemní teplotou vzduchu pod 0°C , přičemž 85 dní spadalo do období 7. 12. až 11. 3. Na meteorologické stanici Pecný je případné hlubší promrzání půdy znemožněno přetrváváním sněhové pokrývky během zimy (vlivem sněhové pokrývky se zabývá kapitola 7.2) a výraznou konvexní polohou spolu s malou tepelnou vodivostí půdy.

10.2 Krátkodobé promrzání půdy

Zejména v oblasti zemědělství mají význam i krátkodobá promrzání půdy v řádu několika hodin. Pokles teploty podpovrchových vrstev půdy pod tzv. kritickou teplotu totiž ve většině případů provází poškození nebo odumření orgánů přezimujících rostlin a tím silné poškození celých vysázených kultur (Kešner, 1980).

Z grafu denního režimu termoizopleť (graf č. 22) je patrné, že přízemní teplota vzduchu neklesá pod 0°C, ovšem graf vychází z průměrů jednotlivých desetiminutových intervalů během celého dvouletého období. Spíše tedy platí, že pokud průměrná denní teplota zhruba odpovídá průměrné roční teplotě, nedochází ani v druhé půli noci k poklesu přízemní teploty vzduchu ani půdních teplot pod hodnotu 0°C.

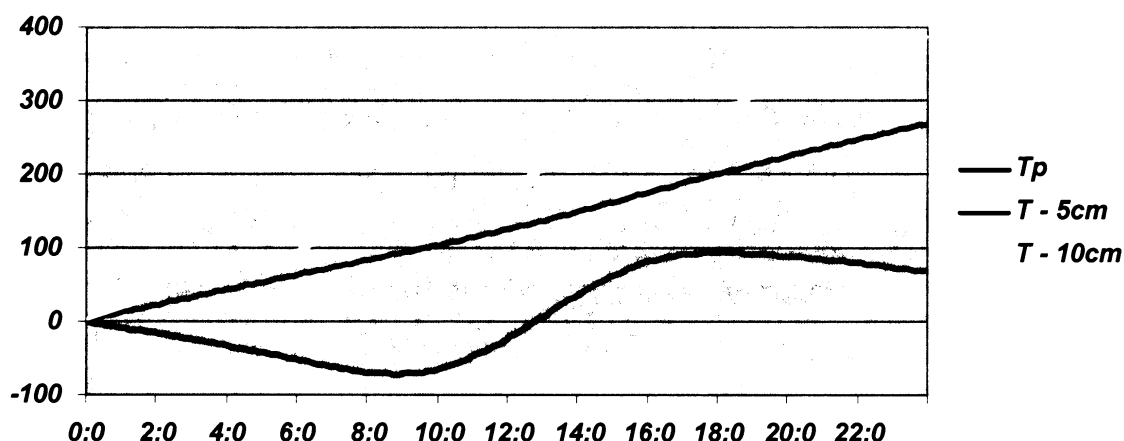
Graf č. 22: Termoizoplety pro denní periodu



Zdroj: MmsP

Stejně jako u sezónního promrzání bylo analyzováno chladné období od počátku listopadu do konce března pomocí křivky mrazového indexu (graf č. 23).

Graf č. 23: Mrazový index denního režimu teplot pro období listopad až březen



Zdroj: MmsP

V chladném období od počátku listopadu do konce března nedocházelo během dne v hloubce 5 ani 10cm k poklesu teplot pod 0°C . Křivky mrazového indexu si zachovávají po celé období rostoucí ráz. Zdánlivě připomínají přímky, což je dáno poměrně konstantní průměrnou denní teplotou.

Přízemní teplota vzduchu dosahuje již teplot pod 0°C , které trvají převážnou část dne. Maxima křivka dosahuje v 17:50, minima v 8:40. Časový úsek, kdy je přízemní teplota vzduchu pod bodem mrazu, je tedy od 18:00 do 8:40 (celkem 14hod 50min), jedná se celkem o 89 desetiminutových intervalů z celkového počtu 144 (61,8% dne).

Během sledovaného chladného období se přízemní teplota vzduchu převážnou část dne pohybuje pod bodem mrazu, ale průměrná denní přízemní teplota vzduchu přesahuje 0°C , dosahuje hodnoty $0,47^{\circ}\text{C}$. Tyto krátkodobé mrazy jsou poměrně mírné a nezasahují hlouběji než 5cm.

11 Závěr

Získané poznatky jsou výsledkem statistického zpracování dat pořízených meteorologickou stanicí Pecný v letech 2003 až 2005, pozorování lze shrnout do několika základních bodů:

- ❶ Denní i roční režim radiační bilance lze vyjádřit jednoduchou křivkou s výrazným maximem v době kulminace Slunce. Minimum je nevýrazné, pro denní periodu nastupuje několik okamžiků po západu Slunce, pro roční periodu počátkem února.
- ❷ Chod radiační bilance je se zpožděním následován chodem přízemní teploty vzduchu. Denní režim má maximum přízemní teploty vzduchu krátce po kulminaci Slunce, minimum nastává v druhé půli noci. Nástup ročních maxim připadá na přelom července a srpna, ročních minim na přelom ledna a února.
- ❸ Režim půdních teplot s rostoucí hloubkou zmenšuje svoji amplitudu a zvyšuje zpoždění nástupu extrémů ve shodě s Fourierovými zákony šíření tepla. Roční režim vykazuje odchylky, příčinou těchto nesrovnalostí je především malý objem data a výpadky měření během sledovaného období.

Režim půdních teplot v lokalitě Pecný byl porovnán s obecně platnými zákony denního i ročního režimu radiační bilance a půdních teplot. Pro denní periodu byla potvrzena platnost těchto tvrzení, pro roční periodu se vyskytují odchylky. Tříleté (dvouleté) sledované období je velmi krátké a nelze rozhodnout, zda jsou tyto odchylky způsobeny klimatickou specifičností lokality, nebo zda se jedná o projev krátkodobějších teplotních abnormalit.

12 Použitá literatura

- Bednář, J. (2003): *Meteorologie: úvod do studia dějů v zemské atmosféře*. Portál, Praha, 203 s.
- Coufal, V. (1993): *Teplota půdy v chladné části roku v období 1961 – 1990*. Národní klimatický program České republiky, svazek 12, nakladatelství ČHMÚ, Praha, 37 s.
- Demek, J. (1976): *Úvod do obecné fyzické geografie*. Academia, Praha, 404 s.
- Hajáková, J. (2005): *Denní režim teploty vzduchu v lokalitě Geodetické observatoře Pecný (Ondřejov)*. Bakalářská práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie, 46 s.
- Havlíček, V. (1986): *Agrometeorologie*. Mír, Praha, 264 s.
- Chromov, S. P. (1968): *Meteorológia a klimatológia*. Vydavateľství Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 453 s.
- Kastner, J. (2003): *Meteorologie a klimatologie*. Přednášky bakalářského studia na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie
- Kešner, B. (1980): *Agrometeorologie*. VŠ zemědělská, Praha, 272 s.
- Kliment, Z. (2005): *Přírodní geosystémy*. Přednášky bakalářského studia na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie.
- Mikulčák, J. a kol. (1988): *Matematické, fyzikální a chemické tabulky*. SPN, Praha, 208 s.
- Nosek, M. (1972): *Metody v klimatologii*. Academia, Praha, 433 s.
- Novotný, P. (1978): *Čerčanský metamorfovaný ostrov*. Diplomová práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře petrologie, 53 s.
- Sládek, I. (2005): *Metody v klimatologii*. Přednášky navazujícího magisterského studia na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře fyzické geografie a geoekologie
- Tomášek, M. (2003): *Půdy České republiky*. Česká geologická služba, Praha, 67 s.
- Vajner, V. (1960): *Přehled geologických poměrů území mezi Říčany a Ondřejovem ve středních Čechách*. Diplomová práce na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy na katedře geologie, 111 s.
- Vaniček, K., Havelka, J. (1978): *Tepelná bilance zemského povrchu a způsoby jejího určování*. Meteorologické zprávy, ročník 31, číslo 2, s. 45 – 48.
- Vanýsek, V. (1980): *Základy astronomie a astrofyziky*. Academia, Praha, 544 s.
- Zvára, K. (2001): *Biostatistika*. Karolinum, Praha, 210 s.

Internetové zdroje

Výrobce senzoru radiační bilance Kipp&Zonen [<http://www.kippzonen.com> – 6. 2. 2006]

Výrobce senzoru teploty vzduchu [<http://www.vaisala.com> – 6. 2. 2006]

Mobilní meteorologická stanice Pecný [<http://pecny.asu.cas> – 6. 2. 2006]