

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



**Sezónní variabilita půdní struktury a transportních vlastností zemědělských
půd**

Seasonal variability of soil structure and transport properties of agricultural soils

doktorská disertační práce

Autor: Ing. Veronika Jirků

Školitel: prof. Ing. Radka Kodešová, CSc.

Konzultant: Ing. Vít Penížek, Ph.D.

Praha 2014

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem doktorskou disertační práci na téma *Sezónní variabilita půdní struktury a transportních vlastností zemědělských půd* vypracovala samostatně a použila pouze prameny, které cituji a uvádím v příložené bibliografii.

V Praze, dne 25. července 2014

.....

podpis

Poděkování:

Ráda bych poděkovala mé školitelce prof. Ing. Radce Kodešové, CSc., za její všestrannou pomoc, připomínky a rady, které mi poskytla při zpracování této práce. Děkuji Karlu Němečkovi, Tondovi Nikodemovi, Alešovi Klementovi, Ondřejovi Jakšíkovi, Mirku Férovi, Marcele Mühlhansellové za pomoc při odběrech vzorků, Adamovi Kubišovi za pomoc v laboratoři, Anně Žigové za vyhotovení půdních výbrusů a Vítku Kodešovi za pomoc při zpracování mikromorfologických snímků. Dále děkuji kolegům z Katedry pedologie a ochrany půd za příjemné pracovní prostředí a kolegům z experimentálních stanic Výzkumného ústavu rostlinné výroby v Humpolci, Čáslavi a Hněvčevsi za umožnění půdních odběrů.

Děkuji také za finanční podporu Grantové agentury České republiky (grand č. GA ČR 526/08/0434) a Ministerstvu zemědělství České republiky (QJ1230319).

OBSAH:

1 ÚVOD.....	1
2 LITERÁRNÍ PŘEHLED	2
2.1 Půdní struktura	2
2.1.1 Stabilita půdní struktury	3
2.1.2 Metody stanovení stability půdní struktury	6
2.1.2.1 Metoda podle Nováka.....	6
2.1.2.2 Stanovení stability agregátů podle Le Bissonnais	6
2.1.2.2.1 Test I. – rychlé ponoření do vody.....	7
2.1.2.2.2 Test II. – pomalé ovlhčování	7
2.1.2.2.3 Test III. – mechanická destrukce.....	7
2.1.2.3 Stanovení ve vodě stabilních agregátů	8
2.1.3 Význam půdní struktury	9
2.2 Pórový systém	10
2.3 Půdní voda.....	11
2.4 Matematický popis proudění vody v půdě	11
2.5 Půdní hydraulické vlastnosti	12
2.5.1 Retenční čára	13
2.5.1.1 Definice retenční čáry a její měření.....	13
2.5.1.2 Matematický popis retenční čáry.....	14
2.5.2 Hydraulické vodivosti.....	16
2.5.2.1 Nasycená hydraulická vodivost.....	16
2.5.2.2 Nenasycená hydraulická vodivost	18
2.5.2.3 Matematický popis hydraulických vodivostí a jejich předpověď	21
2.5.3 Stanovení hydraulických vlastností pomocí numerické inverze	21
2.6 Sezónní variabilita	22
3 HYPOTÉZY A CÍLE PRÁCE	28
4 METODIKA	29
4.1 Charakteristika území.....	29
4.1.1 Lokalita Humpolec	29
4.1.2 Lokalita Čáslav	31
4.1.3 Lokalita Hněvčoves	33
4.1.4 Půdní horizonty	35
4.2 Odběr a zpracování půdních vzorků	36
4.3 Vyhodnocení základních půdních vlastností.....	38

4.4	Vyhodnocení stability půdní struktury	38
4.5	Měření hydraulických vlastností půd	38
4.5.1	Minidiskový infiltrometr	39
4.5.2	Guelphský permeametr.....	39
4.5.3	Tempská cela	39
4.6	Vyhodnocení propojenosti půdních pórů	39
4.6.1	Analýza mikromorfologických snímků	39
4.7	Vyhodnocení vzájemného vztahu půdních vlastností	40
4.8	Vyhodnocení vlivu sezónní variability na proudění vody a transportní funkce.....	40
5	VÝSLEDKY A DISKUZE.....	43
5.1	Základní statistické údaje základních půdních vlastností a stability půdní struktury...43	
5.2	Sezónní variabilita základních půdních vlastností	49
5.3	Sezónní variabilita stability půdní struktury	52
5.4.	Sezónní variabilita hydraulických vlastností půdy	56
5.4.1	Retenční čára	56
5.4.2	Hydraulické vodivosti.....	60
5.5	Vztah mezi hodnocenými půdními vlastnostmi	62
5.6	Analýza mikromorfologických snímků	64
5.7	Pórové systémy na různých půdních typech	66
5.8	Vliv rozdílných hydraulických vlastností na režim půdní vody v půdním profilu.....	68
6	ZÁVĚR.....	78
7	POUŽITÁ LITERATURA	79
PŘÍLOHY	90

SEZNAM PŘÍLOH

PŘÍLOHA 1: Hodnoty vybraných půdních a hydrofyzikálních vlastností

PŘÍLOHA 2: Tabulka hodnot koeficientů vulnerability

Hodnoty nenasycené (K) a nasycené (K_s) hydraulické vodivosti

PŘÍLOHA 3: Parametry retenční čáry z HYDRUS-1D

PŘÍLOHA 4: Mapa lokalit a odběr neporušených půdních vzorků

PŘÍLOHA 5: Půdní typy

PŘÍLOHA 6: Mikromorfologické snímky

PŘÍLOHA 7: Článek Jirků et al. (2013)

SEZNAM TABULEK

Tabulka 1: Biologické, chemické a fyzikální procesy, které ovlivňuje půdní struktura	3
Tabulka 2: Přehled hlavních organických tmelů na stabilizaci agregátů (Cambardella, 2002)	4
Tabulka 3: Charakteristiky některých metod pro stanovení stability agregátů (Le Bissonnais, 1996)	9
Tabulka 4: Teploty a srážkový úhrn v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 (zdroj: VÚRV Humpolec)	30
Tabulka 5: Teploty a srážkový úhrn v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 (zdroj: VÚRV Čáslav) ..	32
Tabulka 6: Teploty a srážkový úhrn v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 (zdroj: VÚRV Hněvčeves)	34
Tabulka 7: Mocnosti půdních horizontů, obsahy jednotlivých frakcí a specifická půdní hmotnost	35
Tabulka 8: Odběrová data.....	37
Tabulka 9: Plodiny, datum setí a datum sklizně na všech lokalitách	37
Tabulka 10: Data potřebná pro simulaci	41
Tabulka 11: Parametry hydraulických funkcí (variabilní vlastnosti)	42
Tabulka 12: Parametry hydraulických funkcí dříve opublikované (Kodešová et al., 2008, 2011a)	42
Tabulka 13: Pozorovací body v HYDRUS-1D	42
Tabulka 14: Základní statistické parametry sledovaných půdních vlastností na kambizemi modální	43
Tabulka 15: Základní statistické parametry sledovaných půdních vlastností na šedozezi modální	44
Tabulka 16: Základní statistické parametry sledovaných půdních vlastností na hnědozezi modální	45
Tabulka 17: Základní statistické parametry sledovaných hydrofyzikálních vlastností na kambizemi modální.....	46
Tabulka 18: Základní statistické parametry sledovaných hydrofyzikálních vlastností na šedozezi modální	47
Tabulka 19: Základní statistické parametry sledovaných hydrofyzikálních vlastností na hnědozezi modální	48
Tabulka 20: Korelační koeficienty mezi hodnotami (pH_{H_2O} , pH_{KCl} , obsah humusu, $Q_{4/6}$, momentální vlhkost, objemová hmotnost, ve vodě stabilní agregáty), parametry van Genuchtena: θ_s , θ_r , α , n a charakteristiky inflexního bodu: tlaková výška v inflexním bodě	

(h_{inf}), objemová vlhkost v inflexním bodě (θ_{inf}), sklon křivky v inflexním bodě (S_{inf}), nenasyčená hydraulická vodivost (K) a nasycená hydraulická vodivost (K_s) měřené na různých lokalitách ve stejném čase.....	55
Tabulka 21: Vícenásobná korelace průměrných hodnot u vybraných půdních vlastností získaných během čtyřletého období: korelační koeficient (R), počet párů (N), P – value	63
Tabulka 22: Obsah pórů (%) v jednotlivých půdách.....	66
Tabulka 23: Vícenásobná korelace průměrných hodnot: korelační koeficient (R), počet párů (N), P – value, obsah pórů (%) a další vybrané půdní vlastnosti	68
Tabulka 24: Simulace celkových kumulativních toků a zásoby vody v profilu na konci simulovaného období na kambizemi modální	69
Tabulka 25: Simulace celkových kumulativních toků a zásoby vody v profilu na konci simulovaného období na šedozezi modální.....	69
Tabulka 26: Simulace celkových kumulativních toků a zásoby vody v profilu na konci simulovaného období na hnědozezi modální	70

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1: Faktory ovlivňující půdní agregaci (Bronick and Lal, 2005)	5
Obrázek 2: Tempská cela (Dane a Topp, 2002)	14
Obrázek 3: Příklad retenční křivky a ukázka inflexního bodu (Dexter and Bird, 2001).....	15
Obrázek 4: Ilustrace čela zvlhčení (Rodgers a Mulqueen, 2006).....	17
Obrázek 5: Minidiskový infiltrometr (Decagon Devices, 2007-2012).....	19
Obrázek 6: Průměrné teploty v letech 2007 - 2010 na lokalitě Humpolec.....	30
Obrázek 7: Průměrné roční srážky na lokalitě Humpolec.....	31
Obrázek 8: Průměrné teploty v letech 2007 - 2010 na lokalitě Čáslav	32
Obrázek 9: Průměrné roční srážky na lokalitě Čáslav.....	33
Obrázek 10: Průměrné teploty v letech 2007 - 2010 na lokalitě Hněvčeves.....	34
Obrázek 11: Průměrné roční srážky na lokalitě Hněvčeves	35
Obrázek 12: Postup při vyhodnocování mikromorfologických snímků.....	40
Obrázek 13: Sezónní variabilita základních půdních vlastností: a) pH_{H_2O} , b) pH_{KCl} , c) obsah humusu, d) kvalita organické hmoty ($Q_{4/6}$), e) objemová hmotnost (ρ_d), f) pórovitost (P).....	49
Obrázek 14: Porovnání sezónní variability a) pH_{H_2O} , b) pH_{KCl} , c) obsah humusu, d) kvalita organické hmoty ($Q_{4/6}$), e) objemová hmotnost (ρ_d), f) pórovitost (P) pro hodnoty naměřené v různých letech. Prezentované datové body a chybové úsečky jsou průměrné hodnoty. Chybové úsečky nejsou zobrazeny na homogenizovaných vzorcích půdy.	51
Obrázek 15: Sezónní variabilita a) momentální vlhkost (θ_{mom}), b) ve vodě stabilní agregáty (index WSA), c – e) stabilita agregátů vyjádřená koeficientem vulnerability (Test 1 ,2, 3) ...	53
Obrázek 16: Porovnání sezónní variability a) momentální vlhkost (θ_{mom}), b) ve vodě stabilní agregáty (index WSA) pro hodnoty naměřené v různých letech. Prezentované datové body a chybové úsečky jsou průměrné hodnoty.....	54
Obrázek 17: Sezónní variabilita parametrů van Genuchtenovy funkce: a) nasycená vlhkost (θ_s), b) reziduální vlhkost (θ_r), c) parametr α , d) parametr n, e) tlaková výška v inflexním bodě (h_{inf}), f) objemová vlhkost v inflexním bodě (θ_{inf}), g) sklon křivky v inflexním bodě (S_{inf})....	57
Obrázek 18: Porovnání sezónní variability a) nasycená vlhkost (θ_s), b) reziduální vlhkost (θ_r), c) parametr α , d) parametr n, e) tlaková výška v inflexním bodě (h_{inf}), f) objemová vlhkost v inflexním bodě (θ_{inf}), g) sklon křivky v inflexním bodě (S_{inf}) pro hodnoty naměřené v různých letech. Prezentované datové body a chybové úsečky jsou průměrné hodnoty.	58
Obrázek 19: Sezónní variabilita a) nenasycená hydraulická vodivost (K) měřená za použití minidiskového infiltrometru, b) nasycená hydraulická vodivost (K_s) měřená pomocí	

experimentu multi-step outflow, c) nasycená hydraulická vodivost (K_s) měřená za použití Guelphského permeometru v roce 2010	61
Obrázek 20: Mikromorfologické snímky s nízkou stabilitou agregátů na začátku roku 2007 (vlevo) a s vysokou stabilitou agregátů během roku 2007 (vpravo): a) kambizem modální (29.3.), b) kambizem modální (3.7.), c) šedozem modální (29.3.), d) šedozem modální (3.5.), e) hnědozem modální (29.3.), f) hnědozem modální (1.8.)	65
Obrázek 21: Sezónní variabilita obsahu pórů v jednotlivých půdách	67
Obrázek 22: Průběhy v čase (rok 2008): a) kumulativní tok na povrchu, b) kumulativní evapotranspirace, c) kumulativní tok dnem, d) zásoba vody v profilu na kambizemi modální	70
Obrázek 23: Průběhy v čase (rok 2008): a) kumulativní tok na povrchu, b) kumulativní evapotranspirace, c) kumulativní tok dnem, d) zásoba vody v profilu na šedozech modální ..	71
Obrázek 24: Průběhy v čase (rok 2008): a) kumulativní tok na povrchu, b) kumulativní evapotranspirace, c) kumulativní tok dnem, d) zásoba vody v profilu na hnědozemi modální ..	72
Obrázek 25: Vývoj tlakových výšek a objemových vlhkostí v pozorovacích bodech na kambizemi modální (rok 2008): a) tlaková výška v horizontu Ap, b) tlaková výška v horizontu Bv, c) tlaková výška v horizontu C, d) objemová vlhkost v horizontu Ap, e) objemová hmotnost v horizontu Bv, f) objemová hmotnost v horizontu C	73
Obrázek 26: Vývoj tlakových výšek a objemových vlhkostí v pozorovacích bodech na šedozech modální (rok 2008): a) tlaková výška v horizontu Ap, b) tlaková výška v horizontu Bth, c) tlaková výška v horizontu Ck, d) objemová vlhkost v horizontu Ap, e) objemová hmotnost v horizontu Bth, f) objemová hmotnost v horizontu Ck	74
Obrázek 27: Vývoj tlakových výšek a objemových vlhkostí v pozorovacích bodech na hnědozemi modální (rok 2008): a) tlaková výška v horizontu Ap1, b) tlaková výška v horizontu Ap2, c) tlaková výška v horizontu Bt1, d) tlaková výška v horizontu Bt2, e) tlaková výška v horizontu Ck, f) objemová hmotnost v horizontu Ap1, g) objemová hmotnost v horizontu Ap2, h) objemová hmotnost v horizontu Bt1, i) objemová hmotnost v horizontu Bt2, j) objemová hmotnost v horizontu Ck	76

1 ÚVOD

Struktura půdy je důležitou půdní vlastností, která přímo či nepřímo ovlivňuje ostatní fyzikální a chemické vlastnosti půdy. Uspořádání půdních částic do mikro- a makroagregátů má vliv na distribuci půdních pórů, a tím i na vodní a vzdušný režim půdy.

Důležitá je stabilita půdních agregátů, což je schopnost jejich vazeb, odolávat stresovým zátěžím způsobujícím jejich rozpad. Stabilita agregátů je proměnlivá v čase a je ovlivňována mnoha faktory. Stupeň agregace půdní hmoty závisí především na zastoupení jílových a prachových částic a u jílu také na jeho mineralogickém složení, na přítomnosti kationtů v půdě a na půdní organické hmotě. Mezi další faktory patří přítomnost a aktivita půdních organismů (např. žížal, mikroorganismů, kořenů rostlin), střídání cyklů mrznutí - tání a ovlhčování-vysoušení. Na stav půdní struktury má také vliv půdní typ a různé antropogenní faktory, jako například způsob hospodaření na půdě (Bronick a Lal, 2005).

Porézní systémy půd jsou ovlivňované mineralogickým složením, stupněm rozpadu agregátů, organickou hmotou, obsahem půdní vody, transportními procesy uvnitř profilu půdy, počasím a kořeny rostlin. Stabilita půdní struktury a uspořádání půdního porézního systému ovlivní půdní hydraulické vlastnosti (Kodešová et al., 2006a).

Voda vyskytující se trvale nebo dočasně v půdě ve skupenství plynném, kapalném i pevném je označována jako půdní voda. Půdní voda je součástí koloběhu v přírodě. Voda do půdy vstupuje prostřednictvím srážek, podzemní vody, závlahy. Půda o vodu přichází díky povrchovému a podzemnímu odtoku, evaporaci a transpiraci. Půda zadržuje srážkovou vodu, zpomaluje její odtok a podmiňuje vznik zásob podzemní vody. Zadržování podzemní vody je důležitou vlastností půdy, která závisí především na textuře a struktuře.

Tato práce se zabývá sledováním sezónní variability půdní struktury a hydraulických vlastností půd, kde je konečným výstupem podrobná analýza pórových systémů ve vybraných půdních typech a jejich vlivu na proudění vody v půdním prostředí. Práce byla realizována v několika dílčích krocích. Zahrnovala práci v terénu (odběr porušených a neporušených půdních vzorků), laboratorní analýzy (stanovení chemických, fyzikálních a hydraulických vlastností půd) a zpracování výsledků s využitím matematického simulačního modelu HYDRUS-1D. Výsledky jednak rozšíří informace o rozdílných vlivech půdní struktury na proudění vody a tak naleznou praktické uplatnění při hodnocení půdního pokryvu z pohledu zranitelnosti půd a následně zranitelnosti podzemních vod látkami užívanými jak v zemědělství tak průmyslu.

2 LITERÁRNÍ PŘEHLED

2.1 Půdní struktura

Struktura půdy je charakterizována prostorovým uspořádáním elementárních půdních částic. Půdní částice se mohou vyskytovat samostatně nebo mohou tvořit shluky, které se nazývají agregáty. Většina půd má tendenci vykazovat hierarchickou strukturu. To znamená, že primární minerální částice, obvykle ve spojení s organickými materiály, tvoří malé shluky nebo první stupeň agregátů. Bez hierarchické struktury jsou půdy téměř nepropustné pro kapaliny a plyny a jsou nepřístupné pro růst kořenů rostlin a půdní organismy. Agregáty ovlivňují velikost pórů, transport vody a kontakt mezi nimi (Lipiec et al., 2009).

Agregace bývá několikastupňová. Nejprve elementární půdní částice (písek, jíl, prach) vytvoří vzájemnými vazbami mikroagregáty a ty jsou dále spojovány kořeny rostlin a hyfami hub v makroagregáty. Strukturní agregáty nejsou kompaktní celky. Jsou prostoupeny póry kapilárními i nekapilárními. Na poměrech pórů závisí např. retenční schopnost půdy pro vodu, infiltrace vody do půdy, prostupnost půdy pro vodu aj. Model hierarchie půdní struktury od nejmenších strukturních elementů je následující – jílové částice, jílové domény, shluky domén, mikroagregáty (< 250 μm) a makroagregáty (> 250 μm) (Bearden, 2001).

Struktura půdy může být charakterizována svým tvarem, stabilitou (Angers a Caron, 1998). Tvar strukturních agregátů odpovídá prostorovému uspořádání půdních částic a pórů a stabilita půdní struktury je schopnost zachovávat si toto uspořádání i při vystavení určité zátěži. Půdní agregáty jsou částice, vzniklé spojováním minerálních částic organickými a anorganickými tmelícími látkami. Na jejich vzniku se podílejí jak fyzikálně-chemické, tak biologické pochody. Struktura půdy je důležitou půdní vlastností, protože ovlivňuje vzdušné a vodní poměry v půdě, pohyb a zásobu živin v půdě a tím i aktivitu a růst živých organismů (rostliny, mikroorganismy) (Pagliai et al., 2004, Snyder and Vázquez, 2005, Dörner et al., 2010) (tabulka 1).

Při tvorbě půdních agregátů má významný vliv také půdní mikroflóra a půdní fauna. Půdní mikroflóra se podílí na tvorbě půdních agregátů především produkcí polysacharidových komponent, které se podílejí na stmelování půdních agregátů. Půdní fauna se na tvorbě půdních agregátů podílí tvorbou exkrementů (Six et al., 2004).

Půdní struktura je jedním z hlavních atributů kvality půdy. Půdní struktura má vliv na půdní porézní systém a jeho prostřednictvím ovlivňuje všechny parametry rovnic, které popisují transportní procesy v půdě (Kutílek, 2004). Jelikož půdní makro- a mikro- morfologie úzce souvisí s půdní strukturou je považována jako základ pro vysvětlení vlivu půdní struktury na půdní hydraulické funkce (Kutílek, 2004).

Tabulka 1: Biologické, chemické a fyzikální procesy, které ovlivňuje půdní struktura (Díaz-Zorita et al., 2002)

Procesy	
Biologické	ochrana mikroorganismů a mezofauny růst kořenů a rostlin inhibice vody semeny a vzcházení rostlin zásoba a koloběh živin
Chemické	sorpce-desorpce anorganických a organických sloučenin transport roztoku
Fyzikální	větrná a vodní eroze půdní škraloup infiltrace a pohyb vody v půdě, provzdušnění retence půdní vody a evaporace

2.1.1 Stabilita půdní struktury

Stabilita půdní struktury je schopnost vazeb půdních agregátů odolávat stresovým zátěžím způsobujícím jejich rozpad. Stabilita půdní struktury je vyjádřena stabilitou půdních agregátů (Rohošková a Valla, 2004).

Agregace půdy je pod kontrolou různých mechanismů v různých půdních typech. Flokulace jílových částic, jejich komplexy s humusovými látkami (organo-minerální komplexy) a půdní organická hmota působí jako hlavní pojiva, tzn. cementační látky v půdním agregátu. V půdách s nízkým obsahem organické hmoty se uplatňuje tmelící efekt volných seskvioxidů. Vazbou mezi kladně nabitými oxidy železa a hliníku se záporně nabitými jílovými minerály, především jejich plochami, dochází ke tvorbě agregátů (Six et al., 2002). Obecně platí, že stupeň agregace a stabilita se zvyšuje s rostoucím obsahem organické hmoty, povrchem jílových minerálů a kationtovou výměnnou kapacitou (Bronick and Lal, 2005).

Hlavní příčina degradace půdní struktury se připisuje působení vlivu deště na povrch půdy. Stabilita půdní struktury znamená odolnost vůči destrukčním vlivům, jako jsou: objemové změny, kinetická energie dešťových kapek, rozplavovací účinek vody, obdělávání půdy, atd. Při tvorbě stabilních agregátů je třeba podporovat vznik pevných vazeb mezi půdními částicemi. Stabilita agregátů může sloužit jako ukazatel celkové kvality půdy.

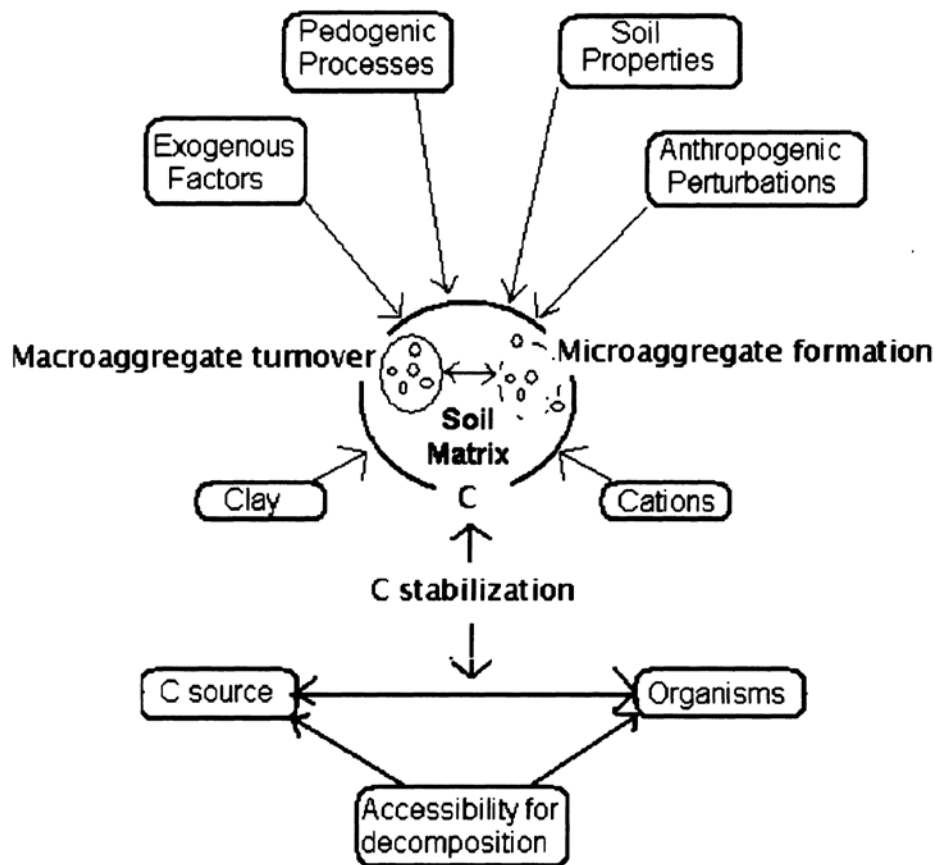
Stabilita agregátů je nejvíce závislá na textuře, na obsahu jílu a jeho mineralogickém složení, dále na půdní organické hmotě, která funguje jako spojovací článek minerálních částic, na vegetaci, která udržuje stabilizaci prostřednictvím hub a kořenů rostlin, na půdních mikroorganismech, které působí svými sekrety na fyzikálně chemické pochody (tabulka 2). Z dalších vlivů je třeba zmínit vliv kationtů a půdních seskvioxidů ovlivňujících stav koloidních systémů (Valla et al., 2000) (obrázek 1). Jsou-li mikroagregáty tvořeny vazbou polyvalentních

kationtů (Ca^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+}) a humusu, vykazují vysokou stabilitu. Naopak, jsou-li vázány kationty Na^+ , dochází k disperzi jílových částic, půda se stává bezstrukturní, nepropustnou pro vodu a vzduch.

Mikroagregáty tvořené komplexem humusových látek a jílových částic vykazují vysokou stabilitu, kdežto makroagregáty, které jsou tvořeny spíše labilní organickou hmotou (kořínky, hyfy hub) vykazují nižší stabilitu (Angers a Caron, 1998). Stabilitu půdní struktury nepřímo ovlivňují snadno rozložitelné organické látky, které se do půdy dostávají z rostlinných zbytků a organických hnojiv. Větší množství těchto látek v půdě zvyšuje mikrobiální aktivitu a působí tmelivě.

Tabulka 2: Přehled hlavních organických tmelů na stabilizaci agregátů (Cambardella, 2002)

Činitelé agregace	Proces agregace	Hlavní stupeň agregace
humusové látky	tvorba silné vazby s půdními minerálními složkami	základ tvorby mikroagregátů
polysacharidy	působí jako tmely organo-minerální spojování	stabilizace mikro- a makroagregátů
kořeny rostlin	zapletání půdních agregátů vyučování polysacharidů	tvorba makroagregátů a krátkodobé vazby
hyfy hub	zapletání půdních agregátů vyučování polysacharidů	tvorba makroagregátů a krátkodobé vazby
žížaly	míchání organické hmoty a jílových koloidů míchání rozkládajících se zbytků s půdou	tvorba makroagregátů



Obrázek 1: Faktory ovlivňující půdní agregaci (Bronick and Lal, 2005)

S tvorbou agregátů probíhá i proces opačný - destrukce. Nejvýznamnějším destrukčním činitelem je voda. Dopadem dešťových kapek jsou mechanicky rozbíjeny agregáty v povrchové vrstvě půdy. Při pronikání vody do půdy dochází k rozplavování agregátů. Tyto negativní vlivy jsou obzvláště výrazné při prudkých vydatných srážkách a u půd nekrytých vegetací.

Negativní vliv ve vztahu ke stabilitě půdní struktury může mít také obdělávání půdy. Stabilita agregátů se snižuje těžkou technikou a používáním umělých hnojiv (Kodešová et al., 2009a, Pagliai et al., 2004). Za sucha jsou agregáty drceny a za mokra se tvoří velké hroudy, které po vyschnutí tvrdnou a obtížně se rozpadají. Tato skutečnost se týká nejen nejsvrchnější části půdy, ale může zasahovat i do hloubky, kde vznikne podorničí, které velmi zhoršuje fyzikální stav půdy a omezuje růst kořenů (Chan et al., 1994). Obecně platí, že orná půda je náchylnější k degradaci půdní struktury než půda trvale zatravněná (Lhotský et al., 1997). Půda s trvalými travními porosty je bohatá na půdní organickou hmotu, která snižuje smáčivost agregátů a zvyšuje jejich stabilitu. Orná půda je naopak chudší na organickou hmotu, agregáty jsou rychleji ovhčovány a dochází k jejich destrukci (Lhotský et al., 1997).

2.1.2 Metody stanovení stability půdní struktury

Existuje mnoho metod stanovení stability agregátů. V tabulce 3 je vidět, že každá metoda využívá jiné formy vzorků. Výběr metod a vyhodnocení jejich výsledků závisí na účelu měření. Nejběžnější metoda užívaná pro měření stability agregátů je prosévání za vlhka. Další metody jsou založené například na modelování kinetické energie při nárazu dešťové kapky, ultrazvukovém rozptylu nebo na rozpadu agregátů poté, co se náhle ponoří do vody (Rohošková a Valla, 2004). Tyto metody se liší v charakteristice analyzovaného vzorku (struktura, vlhkost), ve zkoumaném mechanismu působící rozpad agregátů, v metodice stanovení nebo ve vyjádření výsledku (Le Bissonnais, 1996). V České republice je obvykle používána metoda podle Nováka.

V následujících kapitolách jsou popsány vybrané metody stanovení agregátů (dle Nováka, Le Bissonnais a stanovení ve vodě stabilních agregátů). Přehled a postupy jiných metod uvádí např. Nimmo a Perkins (2002) a Diaz-Zorita (2002).

2.1.2.1 Metoda podle Nováka

V České republice existuje metoda podle Nováka. Tato metoda je založená na srovnání tří částí: a) prosévání za sucha, b) prosévání pod vodou po kapilárním ovlhčení, c) prosévání pod vodou po prudkém ovlhčení. Prosévání za sucha i pod vodou se provádí na sadě sít s otvory o průměru 10; 5; 2; 1; 0,5; 0,25 mm.

2.1.2.2 Stanovení stability agregátů podle Le Bissonnais

Le Bissonnais (1996) navrhl metodu, jejíž princip umožňuje jednoznačně oddělit působení jednotlivých destrukčních mechanismů. Velkou roli v této metodě hraje použití etanolu při testování agregátů, který zabraňuje agregátům opakovanou agregaci v průběhu prosevání. Agregáty o velikosti 2-5 mm jsou podrobeny třem různým testům popsaných v následujících kapitolách.

Každý test simuluje účinky působení odlišného mechanismu vyvolávajícího desagregaci. První test posuzuje odolnost agregátů při náhlém ponoření do vody. Druhým testem je možno posoudit odolnost agregátů vůči desagregačním silám působících při postupném ovlhčování a vysoušení. A třetí test posuzuje odolnost agregátů vůči mechanickým vlivům působícím na soudržné síly mezi půdními částicemi (Valla et al., 2000).

2.1.2.2.1 Test I. – rychlé ponoření do vody

Do 250 ml kádinky s 50 ml destilované vody ponoříme 10 g agregátů a necháme 10 minut stát. Přebytečnou vodu odpipetujeme a agregáty převedeme na 0,05 mm síto ponořeného do etanolu. Agregáty na 0,05 mm síti promýváme v etanolu, pak je dáme do misky, přebytečný etanol odsajeme pipetou a při 105 °C sušíme po dobu tří hodin. Vysušený vzorek pak proséváme přes sadu sít s průměrem ok 2 mm; 1 mm; 0,5 mm; 0,2 mm; 0,1 mm a 0,05 mm a zjišťujeme hmotnost jednotlivých frakcí.

2.1.2.2.2 Test II. – pomalé ovlhčování

Toto ovlhčování odpovídá ovlhčování pod jemným deštěm. Je méně destruktivní než rychlé ovlhčování. Na nasávací desku dáme dva kruhové filtrační papíry, na ně rovnoměrně rozprostřeme 10 g agregátů a necháme 30 minut sytit vodou. Vzorky, které obsahují více jílu nebo organické hmoty potřebují delší čas k nasycení. Pak agregáty převedeme na 0,05 mm síto ponořeného do etanolu a promýváme je. Po vysušení opět zjišťujeme hmotnost jednotlivých velikostních frakcí.

2.1.2.2.3 Test III. – mechanická destrukce

Do 250 ml kádinky s 50 ml etanolu ponoříme 10 g agregátů a necháme 10 minut stát. Tímto zabráníme působení mechanismu zkoumaného testem I., protože nasycením agregátů etanolem z nich vytěsníme vzduch, který by při dalším postupu způsoboval jejich roztrhání. Po 10-ti minutách etanol odpipetujeme. Agregáty převedeme do 250 ml Erlenmeyerových baněk s 50 ml destilované vody a obsah vody doplníme na 250 ml. Baňky zazátkujeme a dvacetkrát otočíme dnem vzhůru. Necháme 30 minut usazovat. Nadbytek vody odsajeme pipetou, agregáty přemístíme na 0,05 mm síto ponořeného do etanolu a promýváme je v něm. Po vysušení opět zjišťujeme hmotnost jednotlivých velikostních frakcí.

Pro výpočet se používá koeficient vulnerability K_v . Výpočet vychází z váženého průměru agregátů před a po desagregaci. Vyjadřuje, kolikrát se zmenší velikost agregátů vlivem působení zkoumaného destrukčního mechanismu. Optimální hodnota je 1,0. Vyšší hodnota koeficientu vulnerability poukazuje na vyšší zranitelnost agregátů, přičemž nejvyšší podíl na destrukci agregátů má rychlé ponoření do vody (Valla et al., 2000).

Koeficient vulnerability se používá pro vyjádření stability agregátů stanovené především metodou Le Bissonnais. Koeficient vulnerability se vypočte:

$$K_v = x / MWD \quad (1)$$

kde x je střední vážený průměr výchozího vzorku, MWD je střední vážený průměr agregátů po desagregaci.

2.1.2.3 Stanovení ve vodě stabilních agregátů

Ve vodě stabilní agregáty byly stanoveny pomocí metody, kterou navrhli autoři Kemper a Rosenau, 1986 (cit. Diaz-Zorita et al., 2002) a její postup je uveden v Nimmo a Perkins (2002). K této metodě je potřeba přístroj „Wet sieving apparatus“ se sítí s velikostí ok 0,25 mm a dispergační činidlo. Stanovení bylo provedeno ve čtyřech opakováních.

Naváží se 4 g agregátů o velikosti 2 – 5 mm vyschlých na vzduchu a umístí se na síta promývacího přístroje. Agregáty se promývají v očíslovaných miskách s destilovanou vodou po dobu tří minut. Pak se misky s destilovanou vodou nahradí miskami s dispergačním činidlem (hexametfosforečnan sodný) a pokračuje se v promývání. Dispergační činidlo rozplaví agregáty až na elementární půdní částice. Na síti zbudou jen zrna písku, které jsou větší než 0,25 mm. Obě sady misek se suší v sušárně do konstantní hmotnosti při 110 °C. Určí se hmotnost sušiny materiálu v každé misce. Agregáty, které se ve vodě rozpadly, jsou nestabilní, zato ty které zůstaly na sítu, jsou stabilní (Rohošková a Valla, 2004).

Stabilita agregátů stanovená touto metodou byla vyjádřena pomocí indexu ve vodě stabilních agregátů (WSA), který udává poměr hmotnosti ve vodě stabilních agregátů k celkové hmotnosti vzorku vzatého do analýzy s vyloučením písku. Vypočte se:

$$WSA = W_{ds} / (W_{ds} + W_{dw}) \quad (2)$$

kde WSA je index ve vodě stabilních agregátů, W_{ds} je hmotnost agregátů rozptýlených v dispergačním činidle, W_{dw} je hmotnost agregátů rozpadlých v destilované vodě. Čím je hodnota indexu WSA blíže k jedné, tím se jedná o agregáty více stabilní ve vodě.

Pokud budeme srovnávat metodu Le Bissonnais a metodu stanovení ve vodě stabilních agregátů zjistíme, že metody mají své výhody a nevýhody. Nevýhoda metody navržená Le Bissonnaisem je, že z výpočtu K_v nejsou vyjmuty částice písku a tím je zvětšená celková stabilita. U metody stanovení ve vodě stabilních agregátů jsou vyloučeny částice písku z výpočtu WSA , což je výhodnější (Rohošková a Valla, 2004).

Tabulka 3: Charakteristiky některých metod pro stanovení stability agregátů (Le Bissonnais, 1996)

Metoda	Forma vzorku	Vyjádření výsledku	Autoři
Prosévání za vlhka („wet sieving“)	3-5 mm < 2 mm celá půda 1-2 mm 2-3.4 mm 1-2 mm	MWD % > 200 μm změna v MWD % > 250 μm MWD % > 250 μm	Yoder (1936) Hénin et al. (1958) De Leenheer (1959) Kemper a Rosenau (1986) Churchman a Tate (1987) Pojasok a Kay (1990)
Dešťové kapky, srážky	4-5 mm 2-9 mm 5-8 mm celá půda	čas rozpadu MWD čas rozpadu % < 125 μm	Low (1967) Young (1984) Farres (1987) Loch (1994)
Ultrazvuková disperze	4-5 mm 4-5 mm	stupeň disperze objem pórů mezi agregáty	Edwards a Bremner (1967) Grieve (1980)
Ponoření do vody	3-5 mm	kvalitativní	Emerson (1967)
Prosévání za sucha („dry sieving“)	< 4 mm	MWD	Kemper a Chepil (1965)

MWD – střední vážený průměr (Mean weight diameter)

2.1.3 Význam půdní struktury

Struktura půdy ovlivňuje množství a skladbu póru podle velikosti, tj. zastoupení pórů kapilárních, semikapilárních a nekapilárních. Pokud je příznivá struktura, infiltrace je dostatečně velká. Dobrá struktura půdy znamená dobré technologické vlastnosti půdy při jejím zpracování a také optimální tepelné poměry půdy. Schopnost půdy zadržet dostatečnou zásobu vody pro rostliny, je podmíněna kapilárními póry uvnitř agregátů, zatímco meziagregátové hrubší póry umožňují hlubší provlhčení půdy. K dobré výměně vzduchu v optimálně velkých pórech přispívá pohyb vody např. při zasakování, kdy je vzduch od povrchu do půdy transportován. Struktura půdy také ovlivňuje růst a rozvoj kořenů a lepší uvolňování živin. Zvláště důležitá je úloha struktury v povrchové vrstvě půdy. Ovlivňuje příjem, retenci a transfer vody v půdě. Má vliv na zranitelnost půdy vůči erozi.

Stupeň vývoje struktury v povrchovém horizontu půdy značně ovlivňuje hydraulické vlastnosti půdy a její úrodnost. Rychlost infiltrace u nestrukturních půd je nižší a dále se velmi rychle snižuje, zatímco u strukturní půdy se počáteční rychlost infiltrace během času snižuje mírněji. Prudké snížení na nestrukturní půdě je způsobeno rozpadem pseudoagregátů (půdní hmota rozdrobena na větší či menší útvary náhodných tvarů) a vznikem půdního škraloupu (Kutílek, 1978). Vzduch uzavřený v pórech pod škraloupem zhoršuje průběh infiltrace (Lipiec et

al., 2009), zatímco u strukturní půdy nedochází k rozplavení agregátů a vzduch z půdních pórů uniká. Srážková voda se proto na nestrukturní půdě ztrácí povrchovým odtokem a výparem a pouze v malé míře zvlhčuje půdu. Výpar z nestrukturní půdy je vyšší než z půdy strukturní (Kutílek, 1978).

Zpracování půdy může v různé míře rozrušovat půdní agregáty, měnit velikost, distribuci a strukturu pórů. Na pórovitost působí další vlivy: objem pórů se může měnit v závislosti na vysychání či zvlhčování půdy. Změna půdní struktury po zpracování půdy přináší změnu vodivosti a propustnosti pro vodu, teplo a vzduch. Výsledek ve změně transportních vlastností souvisí s výskytem makropórů a uplatněním prostorové heterogenity porézního materiálu (Hůla et al., 2010).

2.2 Pórový systém

Objem, tvar a velikost pórů má vliv na rychlost pohybu vody půdním profilem a tím jsou ovlivněny hydrologické vlastnosti půd. Dále póry ovlivňují růst a vývoj kořinek rostlin a půdní mikroorganismy. V půdním prostředí lze póry rozdělit podle velikosti na póry submikroskopické, mikropóry a makropóry (Kutílek, 2004).

Submikroskopické póry neobsahují kapaliny a všechny procesy, které zde probíhají, jsou vázané na fázová rozhraní.

Mikropóry neboli kapilární póry kapaliny obsahují. V těchto pórech probíhá laminární proudění. Voda v kapilárách je dobře využitelná pro rostliny. Výjimku tvoří velmi malé póry, které vodu zadržují velmi silně a kořeny rostlin je nejsou schopny překonat. Kutílek (2004) tyto póry dále dělí na jemné a hrubé kapilární póry. Jemné kapilární póry jsou schopny dlouhodobě zadržet vodu. Ve strukturních půdách se jemné kapilární póry vyskytují uvnitř agregátů a nazývají se intrapedální. Naopak hrubé kapilární póry se rychle vyprazdňují a nachází se mezi agregáty, proto se jim říká interpedální. Velikostní hranice mezi těmito póry je obvykle 15 – 30 μm .

Makropóry neboli gravitační póry umožňují výměnu vzduchu, ale voda, která jimi prochází, rychle odtéká a mění se ve vodu podzemní. Při převaze nekapilárních pórů existuje reálné riziko pro rostliny týkající se nedostatku vody. Na makropóry nepůsobí kapilární síly. Jedná se o část meziagregátových pórů, puklin a pórů vzniklé činností makroedafonu a zpracováním půdy.

Poměr kapilárních a nekapilárních pórů je důležitou charakteristikou všech půd. Optimální poměr kapilárních a nekapilárních pórů je 2 : 1. Při převaze pórů nekapilárních není

půda schopna zadržet vodu na delší čas a při nadměrné převaze kapilárních pórů není schopna pojmout větší množství srážek.

Zrychlený tok v makropórech a v interpedálních pórech je označován za preferenční proudění (Kutílek, 2004).

2.3 Půdní voda

Nejvýznamnější je voda ve stavu kapalném. Půdní voda přispívá k pohybu látek v půdním profilu. Má vliv na řadu fyzikálních vlastností, na tepelný režim, na objemové změny, apod. (Kutílek, 1978). Je nenahraditelným životním faktorem pro růst rostlin a edafonu. Prostřednictvím vody přijímají organismy živiny potřebné pro růst a životní funkce.

Půdní voda ovlivňuje půdní strukturu. Ztráty objemu vody vedou k vývoji trhlin, které mohou být velké až 5 cm a sahají do hloubky až 80 cm. Toto závisí na vlastnostech půdy, na klimatických poměrech a na přítomnosti vegetace (Angers a Caron, 1998). Tyto trhliny způsobují rozpad půdní struktury.

Kodešová et al. (2009a) naopak píše, že režim půdní vody je vysoce ovlivněn půdní strukturou a její stabilitou. Nestabilita půdní struktury vede k vytvoření méně propustné nebo dokonce nepropustné vrstvy a následkem toho se sníží vodní tok uvnitř půdního profilu.

Pohyb vody je jedním z nejdůležitějších procesů, které v půdě probíhají. Pohyb vody má vliv na další půdní procesy jako je migrace živin a koloidů v půdě. Toto v půdě ovlivňuje růst rostlin a mikrobiologickou aktivitu (Fodor et al., 2011).

Pohyb vody v půdě je způsoben rozdílem v potenciální energii. Voda v půdě proudí z míst s vyšší potenciální energií do míst s nižší potenciální energií. Potenciální energie vody v půdě je označována jako celkový potenciál. Hlavní složky celkového potenciálu jsou tlakový (složený z vlhkostního, pneumatického a zátěžového potenciálu), gravitační a osmotický potenciál. První dva jmenované potenciály jsou hnací silou pro pohyb vody ve všech půdách (Kutílek a Nielsen, 1994).

2.4 Matematický popis proudění vody v půdě

Proudění vody v půdě může být popsáno Richardovou rovnicí, která vychází z rovnice kontinuity a Darcyho zákona. Rovnice kontinuity pro jednorozměrné prostředí je definována tímto způsobem:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (3)$$

kde z je souřadnicová osa [L], θ je objemová vlhkost [L^3L^{-3}], t je čas [T] a q je hustota toku vody [LT^{-1}] popsaná Darcyho zákonem:

$$q = -K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (4)$$

kde H je celkový potenciál [L], $K(h)$ je nenasycená hydraulická vodivost [LT^{-1}] a h je tlaková výška [L]. Dosazením rovnic (1) do (2) vznikne Richardsova rovnice (3) (Richards, 1931):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (5)$$

Celkový potenciál H je součtem vlhkostního potenciálu h a gravitačního potenciálu z . Dosazením za H se získá následující tvar rovnice:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (6)$$

Zdroje a propady lze k řídicí rovnici pohybu vody přičíst nebo odečíst. Například potřebu vody rostlinným pokryvem lze definovat jako propadový člen definující intenzitu extrakce S [T^{-1}] (sink term):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} - S \quad (7)$$

Intenzita extrakce rostlinným pokryvem je pak definována pouze v oblasti kořenové zóny o hloubce L_z [L] a je závislá na čase:

$$S = S(z, t) \quad \text{pro} \quad z = 0 \text{ až } z = L_z \quad (8)$$

2.5 Půdní hydraulické vlastnosti

Pro popis pohybu vody je nutné definovat dvě základní hydraulické charakteristiky půd a to retenční čáru půdní vlhkosti a křivku hydraulických vodivostí. Retenční čára půdní vlhkosti vyjadřuje vztah mezi objemovou vlhkostí θ a tlakovou výškou h . Křivka hydraulických vodivostí vyjadřuje vztah mezi hydraulickou vodivostí K a tlakovou výškou vody h nebo objemovou vlhkostí θ .

Půdní hydraulické vlastnosti jsou ovlivněny strukturou půdy, objemovou hmotností (Alaoui et al., 2011), obsahem organického uhlíku, z nichž mnohé jsou silně ovlivněny využitím půdy (Zhou et al., 2008).

Půdní hydraulická vodivost závisí na struktuře půdy, která se liší jak v prostoru, tak v čase. Časová změna hydraulické vodivosti je způsobena růstem a rozpadem kořenů rostlin, činností půdních organismů, srážkami, které formují povrchové krusty, smršťováním, bobtnáním, mrznutím a táním a zemědělskou činností jako je obdělávání půdy a přejezdy kol (Fuentes et al., 2004).

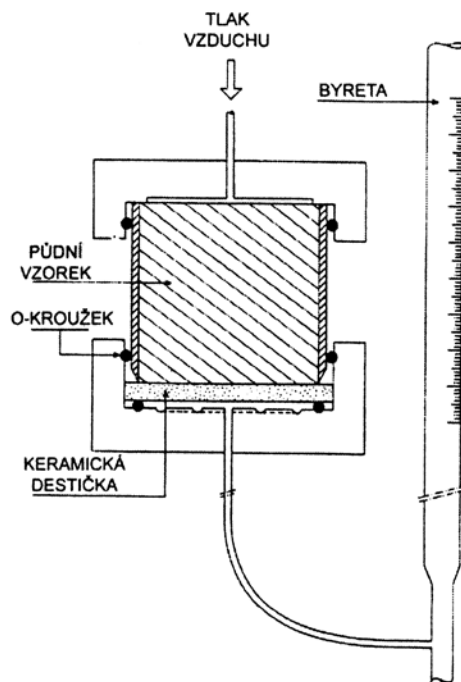
2.5.1 Retenční čára

2.5.1.1 Definice retenční čáry a její měření

Retenční čára vyjadřuje vztah mezi půdní vlhkostí a sací tlakovou výškou. Je základní hydraulickou charakteristikou, která vyjadřuje schopnost půdy zadržet vodu. Průběh retenční čáry je závislý na zrnitostním a mineralogickém složení, struktuře a objemové hmotnosti.

Retenční čáru půdní vlhkosti lze v laboratoři stanovit pomocí podtlakových a přetlakových přístrojů (Dane a Hopmans, 2002). Podtlakovým přístrojem je pískový tank a přetlakovým přístrojem je přetlakový aparát. Podtlakovým i přetlakovým přístrojem je Tempská cela (obrázek 2). Tempská cela se skládá z vrchního a spodního víka, do kterého je uzavřen půdní vzorek, je umístěn na porézní destičku a celé je to propojeno byretou. Keramická destička je nasycena vodou a prostor mezi destičkou a hladinou vody v byretě je vyplněn vodou. Tlaková výška vody je nastavována buď polohou byrety pod úroveň destičky, nebo pomocí zdroje přetlaku vzduchu. Drenážní i zvlhčovací křivky $\theta(h)$ jsou na neporušených půdních vzorcích stanoveny tak, že jsou půdní vzorky umístěny do Tempských cel a nasyceny. Poté jsou v několika postupných krocích drénovány nebo zvlhčovány. Body retenční čáry jsou dány objemovými vlhkostmi půdních vzorků zjištěných bilancí přeteklého nebo odteklého objemu vody do byret a odpovídajícími tlakovými výškami danými hodnotou podtlaku vody nebo přetlaku vzduchu. Další metodou je test kapilárního vztlínání.

Retenční čáru půdní vlhkosti lze také stanovit v terénu. V půdním profilu jsou v daných hloubkách umístěny čidla na měření vlhkosti (TDR senzory, neutronová sonda, kapacitní sonda) a čidla na měření tlakové výšky (tenzometry). Body retenční čáry jsou dány měřeními objemovými vlhkostmi a odpovídajícími měřeními tlakovými výškami.



Obrázek 2: *Tempská cela (Dane a Topp, 2002)*

2.5.1.2 Matematický popis retenční čáry

Retenční čáry půdní vlhkosti jsou empiricky popisovány různými rovnicemi. Je vhodné nejprve definovat efektivní vlhkost θ_e :

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (9)$$

kde θ je objemová vlhkost, θ_r je reziduální vlhkost a θ_s je nasycená vlhkost.

Tvar retenční čáry je pak možné popsat následujícími rovnicemi.

- Rovnice Brookse a Coreyho (1964):

$$\begin{aligned} \theta_e &= \left(\frac{H_b}{|h|} \right)^\lambda & h < -H_b \\ \theta_e &= 1 & h \geq -H_b \end{aligned} \quad (10)$$

kde H_b a λ jsou parametry. H_b byl původně definován jako probublávací tlak, který je obvykle menší než vstupní hodnota vzduchu H_v .

- Rovnice van Genuchtena (1976):

$$\theta_e = \frac{1}{(1 + (\alpha|h|)^n)^m} \quad h < 0$$

$$\theta_e = 1 \qquad h \geq 0 \qquad (11)$$

kde α , n a m jsou parametry.

Uvedené parametry se zjišťují výpočtem z experimentálních bodů užitím vhodné optimalizační techniky tak, aby proložená čára procházela co nejtěsněji experimentálními body.

Výraz van Genuchtena (1980) obsahuje 5 parametrů: θ_r , θ_s , α , n , m . Často je pak předpokládáno, že parametr m souvisí s parametrem n (Mualem, 1976).

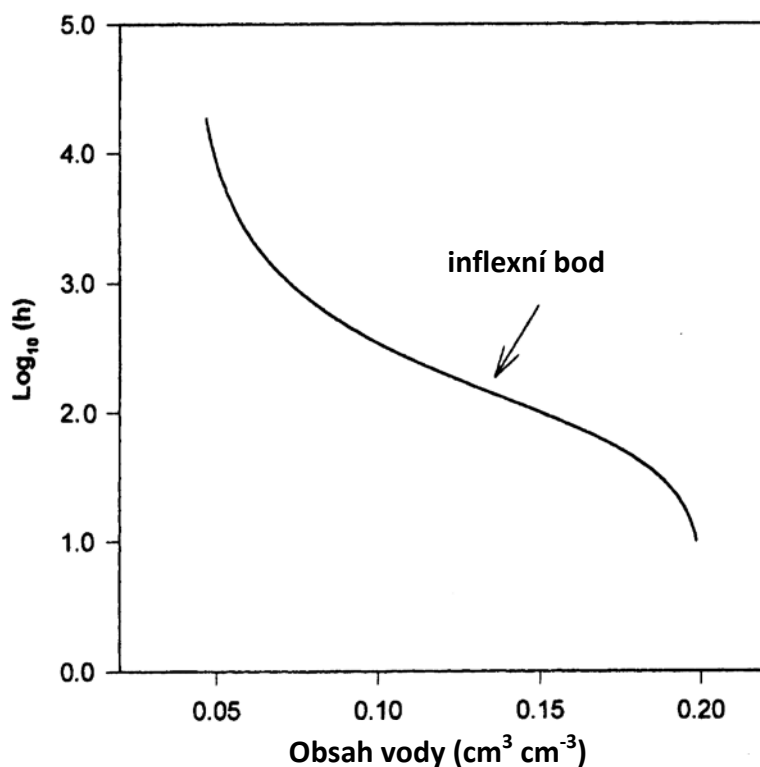
$$m = 1 - \frac{1}{n} \qquad (12)$$

Dexter a Richard (2009) zjistili, že zpracování půdy, při určitém obsahu vody, produkuje nejmenší množství hrudek a velkých agregátů a největší množství malých agregátů. Tento obsah vody se nazývá optimální obsah vody pro zpracování půdy. Bylo zjištěno, že optimální obsah vody pro obdělávání půdy se rovná obsahu vody v inflexním bodě retenční čáry.

Inflexní bod je bod retenční čáry, ve kterém dochází k přechodu mezi konvexní a konkávní částí grafu. V inflexním bodě se mění zakřivení grafu (obrázek 3).

$$h_{inf} = \frac{1}{\alpha} \left[\frac{1}{m} \right]^{1/n} \qquad (13)$$

$$\theta_{inf} = (\theta_s - \theta_r) \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-m} + \theta_r \qquad (14)$$



Obrázek 3: Příklad retenční křivky a ukázka inflexního bodu (Dexter and Bird, 2001)

Sklon retenční čáry (slope S_{inf})

$$S_{inf} = -n(\theta_s - \theta_r) \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-(1+m)} \quad (15)$$

Hodnoty S_{inf} mohou dát informaci o velikosti agregátů nebo hrudek, které jsou vyprodukovány při zpracování půdy. Dexter a Richards (2009) píší, že hrudky větší než 50 mm obsažené v půdě nejsou zemědělsky vhodné, neboť snižují fyzikální kvalitu půdy. Na základě jejich praktických zkušeností s širokým spektrem půd, zavedli různé hodnoty S_{inf} , tyto kategorie mají usnadnit srovnání fyzikální kvality půd. Tyto kategorie jsou:

$S_{inf} \geq 0,050$ velmi dobrá

$0,050 > S_{inf} \geq 0,035$ dobrá

$0,035 > S_{inf} \geq 0,020$ špatná

$0,020 > S_{inf}$ velmi špatná.

Z uvedených hodnot můžeme vidět, že vzniku hrudek větších než 50 mm, těsně odpovídá hranice mezi „dobrou“ a „špatnou“ fyzikální kvalitou půdy, která je dána hodnotou $S_{inf} = 0,035$. Půdy s vyššími hodnotami S_{inf} produkují menší agregáty při obdělávání. Faktory, které způsobují degradaci půdy, jako je zhutňování a snížení obsahu organické hmoty, snižují hodnotu S_{inf} , a tudíž mají za následek vznik hrubší půdní struktury při obdělávání.

2.5.2 Hydraulické vodivosti

Další hydraulickou vlastností je vztah hydraulické vodivosti a tlakové výšky nebo hydraulické vodivosti a vlhkosti.

2.5.2.1 Nasycená hydraulická vodivost

Pokud je půda vodou zcela nasycená a vyplňuje všechny póry, hodnota $K(h)$ se rovná nasycené hydraulické vodivosti.

Pro měření hydraulické vodivosti K_s existuje řada metod (Reynolds et al., 2002). V laboratoři lze použít metodu konstantního (hladiny udržovány na stejné úrovni a rozdíl celkového potenciálu H je konstantní) nebo proměnného spádu (dochází k poklesu celkového potenciálu H na horním okraji a tedy ke změně rozdílů celkového potenciálu). V terénu lze pak měření provést pomocí dvouválcové výtopové infiltrace, tlakovým permeametrem a Guelphským permeametrem.

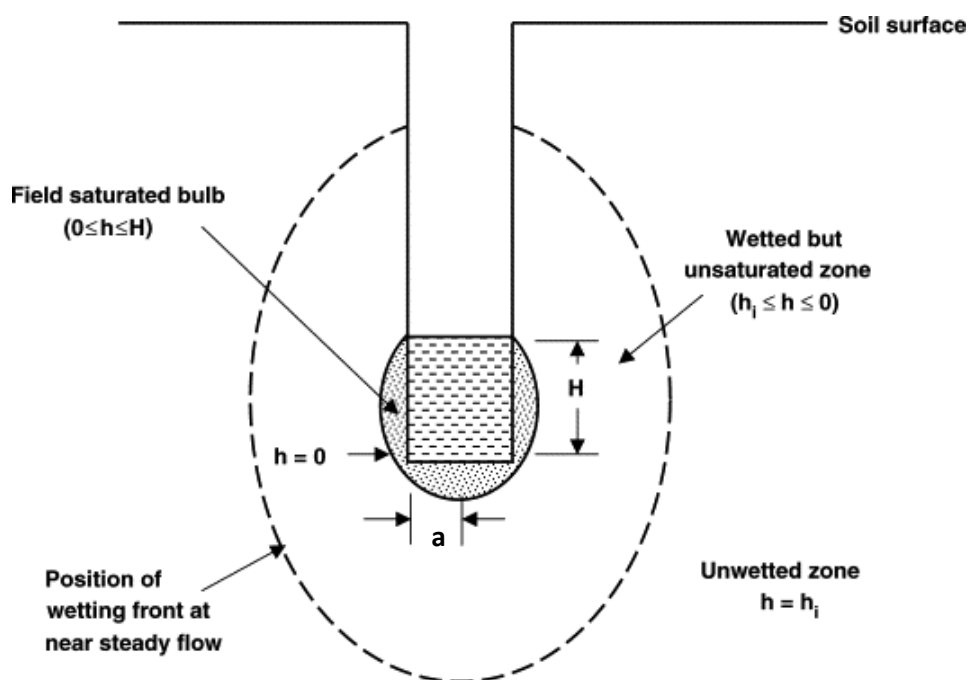
Guelphský permeometr je snadno použitelný přístroj pro rychlé a přesné měření infiltrace. Nejprve se vyvrtá sonda o známém průměru, poté se do ní umístí permeometr, který se skládá ze zásobníku vody, vnitřní a vnější trubice a trojnožky. Vnitřní trubice zajišťuje přívod vzduchu, vnější slouží pro přítok vody do sondy a její rozšířená část slouží jako zásobník vody. Posunem vnitřní trubice se nastavuje hladina vody v sondě (konstantní tlaková výška) a je zajištěna ustálená hodnota infiltrační rychlosti (obrázek 4). Měřením poklesu hladiny vody v zásobníku vody získáme údaje o kumulativní infiltraci do půdy. Měří se po dosažení ustálené hodnoty.

Hydraulická vodivost K_s je pak vypočtena podle Elrick et al. (1989) a Reynolds et al. (2002).

$$K_s = \frac{CQ}{2\pi H^2 + \pi a^2 C + 2\pi H/\alpha_G} \quad (16)$$

kde Q je ustálený vodní tok [$L^3 T^{-1}$], H je hloubka sondy [L], a je poloměr sondy [L], α_G je konstantní charakterizace struktury půdy [L^{-1}] a C je bezrozměrná konstanta, která se počítá pro $\alpha_G = 0,12 \text{ cm}^{-1}$ podle následující rovnice:

$$C = \left(\frac{H/a}{2.074 + 0.093 (H/a)} \right)^{0.754} \quad (17)$$



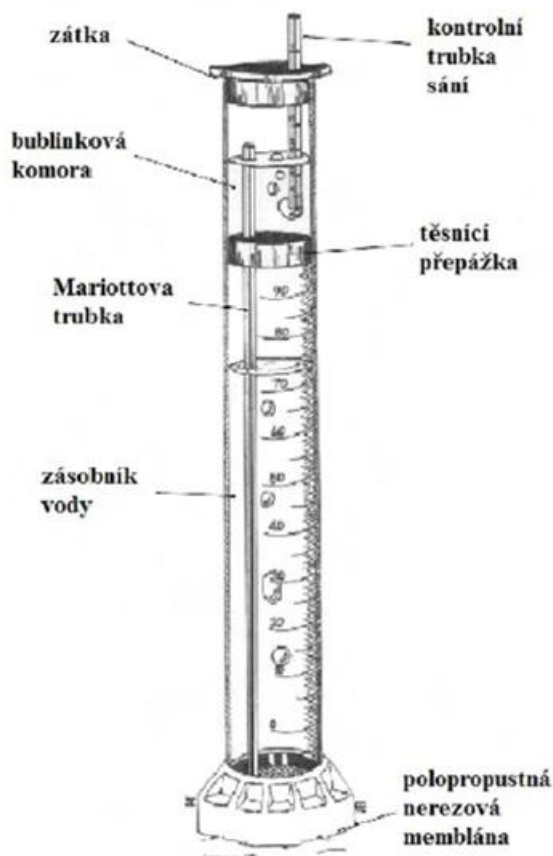
Obrázek 4: Ilustrace čela zvlhčení (Rodgers a Mulqueen, 2006)

2.5.2.2 Nenasycená hydraulická vodivost

Pro měření hodnot nenasycených hydraulických vodivostí rovněž existuje několik metod (Clothier a Scotter, 2002). V laboratoři je to například crust metoda, která je založena na podobném principu jako metoda konstantního spádu. Na povrchu půdního vzorku je však vytvářena méně propustná vrstva, která omezuje infiltraci vody do vzorku. Odpovídající tlaková výška h je měřena tenzometrem.

V terénu se nenasycená hydraulická vodivost stanovuje pomocí podtlakového diskového permeametr. Diskový permeametr se skládá ze zásobníku vody, membrány propouštějící vodu a probublávací věže. Body nenasycených hydraulických vodivostí jsou dány nastavenou tlakovou výškou h a hodnotou hydraulické vodivosti K .

Existuje celá řada přístrojů lišící se ve velikosti disku, ale i konstrukcí přístroje. V posledních letech jsou často používány minidiskové infiltrometry (obrázek 5), které jsou velice jednoduché a malé s nízkou náročností na obsluhu. Výhodou tohoto infiltrometru je jeho malá spotřeba vody a obsluha jedním člověkem. Infiltrometr se skládá z polykarbonátové trubky o průměru 31 mm a výšce 327 mm, která je rozdělena na dvě části. Obě části se plní vodou. Vrchní část zvaná bublinová komora slouží pro nastavení sání vzduchu. Na vybraném místě pozemku musí být důkladně připraveny plochy na infiltrometry. Plochy musí být rovné, bez půdních prasklin a rostlinných zbytků, aby celá plocha membrány byla ve styku s povrchem půdy. Infiltrometry naplněné vodou se postaví na připravené plochy půdy. Nastaví se hodnota sací výšky posunutím kontrolní trubky sání podle půdního druhu. Na připravených stopkách se měří čas a zapisují se odečtené hodnoty ze stupnice v ml. Naměřené hodnoty se graficky vyjádří v grafu, který vyjadřuje závislost rychlosti infiltrace vody na čase.



Obrázek 5: Minidiskový infiltrometr (Decagon Devices, 2007-2012)

Nenasycená hydraulická vodivost $K(h_0)$, která zainfiltovala do půdy, pak může být vyhodnocena podle metody Zhang (1997). Kumulativní infiltrace I [L] v čase t [T] je vyhodnocena pomocí následující rovnice:

$$I = C_1 t + C_2 t^{1/2} \quad (18)$$

kde C_1 [LT^{-1}] a C_2 [$\text{LT}^{-1/2}$] jsou parametry související s hydraulickou vodivostí $K(h_0)$ a sorptivitou $S(h_0)$:

$$C_1(h_0) = A_1 K(h_0) \quad \text{a} \quad C_2(h_0) = A_2 S(h_0) \quad (19)$$

kde A_1 [LT^{-1}] a A_2 [$\text{LT}^{-1/2}$] jsou bezrozměrné konstanty. Hodnota $K(h_0)$ byla vypočítána použitím rovnice (6) a pro konstanty A existují následující výrazy:

$$A_1 = \frac{11,65(n^{0,1}-1)\exp[2,92(n-1,9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0,91}} \quad \text{pro } n \geq 1,9 \quad (20)$$

$$A_1 = \frac{11,65(n^{0,1}-1)\exp[7,5(n-1,9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0,91}} \quad \text{pro } n < 1,9 \quad (21)$$

kde α a n jsou parametry van Genuchtena, r_0 je průměr minidisku (2,22 cm) a h_0 je použitá tlaková výška (-2 cm). Hodnota -2 cm se obecně používá, protože je to hranice mezi gravitačními a kapilárními póry. Watson a Luxmoore (1986) uvažují, že při tlakové výšce -2 cm nejsou již gravitační síly.

Dohnal et al. (2010) metodu Zhanga (1997) modifikoval. Navrhuje, že aby platnost rovnice (21) měla být omezena na $n \geq 1,35$. Současně rozšířil metodu formulováním nového výrazu v rozsahu $1 < n < 1,35$. Toto se provádí pro zachování funkční formy rovnice (21). Za tímto účelem se původní vzorec Zhanga zapisuje jako:

$$K_{h_0} = \frac{C_2}{A_2} = \frac{C_2 (\alpha r_0)^{e_2}}{d_1(n^{e_1} - 1)\exp[d_2(n - d_3) \alpha h_0]} \quad (22)$$

kde d_1 , d_2 , d_3 , e_1 a e_2 jsou optimalizované parametry.

Pokud se provádí měření hydraulické vodivosti na půdě s $n < 1,35$, tak je lepší použít metodu podle Dohnala et al. (2010), protože je zde lepší odhad K ve srovnání s rovnicí (21). Dohnal et al. (2010) vyvinul alternativní výraz (rovnice 23), který je optimalizován speciálně na malou velikost disku (15,2 cm²) a na omezený rozsah tlaků (od -0,5 do -6 cm).

$$K_{h_0} = \frac{C_2(\alpha r_0)^{0,6}}{11,65(n^{0,82} - 1)\exp[34,65(n - 1,19) \alpha f_0]} \quad (23)$$

Nenasycená hydraulická vodivost může být také vypočtena podle metody navržené Woodingem (1968). Wooding navrhl následující rovnici:

$$Q = \pi r_0^2 K(h_0) \left(1 + \frac{4}{\pi r_0 \alpha_G}\right) \quad (24)$$

kde Q je ustálený tok vody [L³T⁻¹], r_0 je průměr minidisku (2,22 cm), h_0 je použitá tlaková výška (-2 cm) a α_G [L⁻¹] je konstanta v Gardnerově rovnici popisující vztah mezi nenasycenou hydraulickou vodivostí a tlakovou výškou (rovnice 27).

Fodor et al. (2011) doporučuje hydraulickou vodivost měřenou pomocí minidiskových infiltrometrů vyhodnotit pomocí metody Wooding (1968), protože Zhang metoda (1997) má tendenci nadhodnocovat hydraulické vodivosti.

2.5.2.3 Matematický popis hydraulických vodivostí a jejich předpověď

Hydraulické vodivosti nenasycených půd mohou být popsány pomocí následujících rovnic.

- Brooks and Corey:

$$K(\theta) = K_s \theta_e^{a\lambda+b} \quad (25)$$

kde a a b jsou parametry.

- van Genuchten:

$$K(\theta) = K_s \theta_e^b \left[1 - (1 - \theta_e^{1/m})^m \right]^a$$
$$m = 1 - \frac{c}{n} \quad n > 1 \quad (26)$$

kde a , b a c jsou parametry.

- Gardnerův exponenciální model (1958):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha_G h) \quad (27)$$

kde h je tlaková výška (L), K_s je nasycená hydraulická vodivost (LT^{-1}) a α_G je sorpční číslo.

Průběh hydraulických vodivostí může být předpovězen pomocí rovnic (25) nebo (26) na základě známého průběhu retenční čáry půdní vlhkosti vyjádřeného pomocí rovnic (10) nebo (11) a naměřené hodnoty K_s užitím teorie Burdina (1953) nebo Mualema (1976), pak v případě rovnice (25) platí: $a = 2$, $b = 3$ pro model Burdina; $a = 2$, $b = 2,5$ pro model Mualema a rovnice (26) platí: $a = 1$, $b = 2$, $c = 2$ pro model Burdina; $a = 2$, $b = 0,5$, $c = 1$ pro model Mualema.

2.5.3 Stanovení hydraulických vlastností pomocí numerické inverze

Inverzí modelování je kalibrace modelu numerickou optimalizací, přičemž vlastnosti prostředí jsou hlavním výsledkem optimalizačního procesu. Na tomto základě byla vyvinuta řada metod pro stanovení parametrů hydraulických vlastností, tj. současné stanovení retenční čáry půdních vlhkostí a průběhu hydraulických vodivostí (Hopmans, et al., 2002, van Dam, 1994).

Je to například metoda one-step nebo multi-step outflow, kde je půdní vzorek umístěn do tempské cely a je na počátku plně nasycen tak, že hladina vody v byretě je v úrovni spodního okraje válečku nebo v jeho středu. Hladina vody v byretě je pak v jednom nebo v několika postupných krocích snižována a vzorek je tím při každém kroku drénován do relativně ustáleného stavu. V průběhu celého experimentu je zaznamenáván kumulativní odtok vody v čase.

Také sem patří evaporační metoda. Půdní vzorek je na počátku plně nasycen a poté umístěn na váhy, které měří úbytek vody výparem v čase. Zároveň jsou měřeny tlakové výšky minimálně dvěma tenzometry uvnitř půdního vzorku.

Pro stanovení hydraulických vlastností pomocí numerické inverze lze použít i další metody jako je infiltrace pomocí Guelphského permeometru, infiltrace diskovým permeometrem a podobně (Kodešová et al., 2010).

2.6 Sezónní variabilita

Půdní prostředí je velice heterogenní a půdní vlastnosti se mění jak v prostoru, tak v čase. V půdě dochází k neustálým přeměnám energie mezi jednotlivými složkami (pevná, kapalná, plynná) (Gerke, 2006). Vlastnosti půdy se mění vlivem klimatu a biologické aktivity. Toto se odráží v mnoha půdních vlastnostech, včetně stability půdní struktury, uspořádání porézního systému a půdních hydraulických vlastností.

Zemědělské hospodaření výrazně ovlivňuje všechny vlastnosti půdy a také může vést k degradaci půdy. Struktura půdy a následně půdní hydraulické vlastnosti u obdělávaných půd se liší v prostoru a čase (Strudley et al., 2008). Obecně existují 3 hlavní procesy, které modifikují půdní strukturu (a například také půdní porézní systém) po zpracování půdy (Cassel, 1983): a) konsolidace půdy, b) biofyzikální kořenová aktivita, c) cykly zvlhčování a vysoušení. Konsolidace půdy je způsobena jakýmkoli vnějším tlakem nebo dopadem srážek. Kořenová aktivita stlačuje půdní agregáty (Hillel, 2004). Příjem vody kořeny zvyšuje objemovou hmotnost blízko kořenů v důsledku přilnavosti půdy (Young, 1998). Tím, že kořeny tlejí a odumírají, se stimuluje mikrobiální činnost a vznik huminových cementů a zvyšuje se celková stabilita agregátů (Hillel, 2004). Cykly zvlhčování a vysoušení zapříčiní celkovou přestavbu půdních částic. Časté cykly zvlhčování a vysoušení mohou vyvolat celkovou stabilizaci než celkové narušení (Denef et al., 2001). Celkový rozpad kvůli zamokření může umožnit vytvoření více stmelovaných částic, což vede k větší soudržnosti při dalším případě vysoušení (Kemper and Rosenau, 1984). Strukturní stav humusového horizontu půdy není stálá vlastnost, podléhá sezónní variabilitě. Momentální stav závisí na momentální vlhkosti, na předcházejícím kolísání vlhkosti, na četnosti výskytu srážek. Také obsah i kvalita strukturotvorných látek kolísají během roku. Dále sezónní variabilita půdních vlastností a stability struktury závisí na minerálním hnojení, na pojezdech těžkých mechanických strojů. Zpracování půdy může ovlivnit půdní hydraulické vlastnosti v čase (Strudley et al., 2008).

Časová variabilita půdní stability byla prokázána například Perfect et al. (1990), Chan et al. (1994), Yang a Wander (1998). Chan et al. (1994) sledoval variabilitu ve změnách stability

půdních agregátů v povrchové vrstvě půdy. Bylo zde počítáno s vlivem kulturní plodiny a použité pěstební technologie na fyzikální vlastnosti. Bezorebný způsob zpracování půdy měl za následek vyšší stabilitu půdní struktury a nižší sezónní kolísání než při konvenčním způsobu zpracování půdy. Zjistil, že sezónní kolísání půdních vlastností je přímo závislé na momentální vlhkosti půdy v době jejího odběru. Tato studie popisuje časovou změnu stability půdních agregátů. Studie vykázala pokles stability koncem května. Dále se stabilita agregátů jen zvyšovala a to až do období zimních měsíců, kdy se začala opět snižovat. Výsledky ukazují vysokou nestabilitu v zimních měsících kvůli vyššímu obsahu půdní vody. V této době není doporučováno provádět žádné kultivační zásahy. Perfect et al. (1990) prezentoval, že stabilita půdních agregátů klesá s nárůstem obsahu půdní vody a zjistil, že rozdíl v obsahu půdní vody během sezóny byl nejvýznamnějším faktorem, který určuje kolísání stability agregátů. Negativní korelaci mezi stabilitou agregátů a obsahem půdní vody také prokázal Coote et al. (1988). Yang a Wander (1998) nenalezli konzistentní účinek obsahu půdní vody na velikost půdních agregátů a stabilitu. Oni naznačili, že vyšší stabilita agregátů byla zjištěna v důsledku růstu kořenů, mikrobiální činností a cyklům zvlhčování a vysoušení. Cosentino et al. (2006) uvádí, že stabilita agregátů často vykazuje velkou meziroční a sezónní variabilitu. Stabilita agregátů je obvykle nejmenší v zimě a zvyšuje se na jaře. Také Jirků et al. (2009a,b) dokázala, že se půdní vlastnosti mění v čase. I my jsme zjistili, že se stabilita agregátů a hodnoty půdních vlastností měnily v čase vlivem klimatických podmínek, biologické aktivity, vegetace a hospodařením na půdě. Také u našich výsledků bylo zjištěno to, co prezentoval Chan et al. (1994), že nejnižší stabilita je během podzimu a zimy.

Systém půdních pórů a následně fyzikální a hydraulické vlastnosti se mění v závislosti na deformaci půdy (Alaoui et al., 2011). Sjuwardji a Eberbach (1998) studovali jak stabilitu agregátů tak nasycenou a nenasycenou (tlaková výška -4 cm) hydraulickou vodivost (K). Zkoumali vliv pěstebních technologií, kulturní plodiny, populace žížal, klimatických podmínek a času na stabilitu půdních agregátů, vlhkost půdy a koeficientu hydraulické vodivosti. Zjistili, že z hlediska stability agregátů je lepší využívat minimalizační způsob zpracování půdy. Při běžném obhospodařování a kultivaci během vegetačního období kolísá stabilita agregátů a v době sklizně se snižuje nasycená hydraulická vodivost více než při minimalizační technologii. Sezónní změny stability agregátů souvisí se sezónní stimulací půdní mikrobiální aktivity a s přítomností rostoucích kořenů. Také oni zjistili, že stabilita agregátů se nejvíce snížila na podzim a v zimě a opět se zvyšovala s příchodem jara. Oni si tuto skutečnost vysvětlují pomalejší mineralizací organického materiálu. Hodnoty hydraulických vodivostí vykazovaly stejný průběh změn (markantnější byly změny u nasycené hydraulické vodivosti) během sledování. Na počátku sledování (konec června) se hodnoty snižovaly, růst začaly opět na přelomu července a srpna.

Koncem srpna se hodnoty hydraulických vodivostí znovu snižovaly. U objemové hmotnosti půdy v povrchové vrstvě zjistili, že se její hodnoty v čase výrazně neměnily během sledování bez ohledu na způsob obdělávání.

Murphy et al. (1993) ukázal, že hodnoty K se s tlakovou výškou -1 a -4 cm mění v čase v závislosti na obdělávání půdy, na cyklech zvlhčování a vysoušení a na růstu rostlin. Messing a Jarvis (1993) prezentovali, že hodnoty K (tlaková výška od 0 do -11 cm) poklesly v průběhu vegetačního období v důsledku strukturálního členění deštěm a povrchovou těsností. Somaratne a Smettem (1993) dokumentovali, že zatímco hodnoty K při tlakové výšce -2 cm byly redukovány v důsledku dopadu dešťových kapek, hodnoty K při tlakové výšce -4 cm nebyly ovlivněny. Azevado et al. (1998) měřil tlakové výšky infiltrace od 0 do -9 cm a ukázal, že tok makropórů se snížil ze 69 % v červenci až na 44 % v září. Farkas et al. (2006) ukázal, že nasycená a v blízkosti nasycení nasycená hydraulická vodivost se v průběhu vegetačního období výrazně (až 4krát) snížila. Hu et al. (2009) také pozoroval klesající trend hodnot K naměřených na 4 tlakových výškách (0 až -15 cm) od května do srpna. Také ukázal snižující se frakce makropórů a mezopórů a zvyšující se frakce mikropórů. Bamberg et al. (2011) pozoroval zvýšení objemové hmotnosti (snížení celkové pórovitosti), pokles obsahu makropórů, zvýšení obsahu mikropórů a zvýšení polní kapacity. Alletto a Coquet (2009) zkoumali objemovou hmotnost a nenasycenou hydraulickou vodivost (tlaková výška 0 až -15 cm) pod dvěma různými systémy hospodaření (konvenční a ekologické). Čas je významná příčina variability objemové hmotnosti na povrchu a pod povrchem. Bez ohledu na zpracování půdy zaznamenali nárůst objemové hmotnosti během vegetačního období. Klesající hodnoty hydraulické vodivosti byly většinou měřeny pod konvečním zpracováním půdy. Mechanické zpracování půdy změnilo půdní strukturu, pórovitost, distribuci rostlin a nerovnost povrchu půdy. Obecně platí, že při orbě se hydraulická vodivost K zvyšuje a poté se snižuje během vegetačního období díky konsolidaci půdy. Zpracování půdy orbou vede k tomu, že vznikají přechodně makropóry, které zvyšují nasycenou hydraulickou vodivost. Výsledky ukázaly, že fyzikální vlastnosti půdy jsou závislé hlavně na klimatu, typu půdy a její stabilitě struktury a na zpracování půdy.

Bormann a Klaassen (2008) zkoumali sezónní změny hydraulických vlastností, nasycené hydraulické vodivosti a objemové hmotnosti na třech různých oblastech: pastviny, pole a les. Jejich studie dokázala, že půdní hydraulické vlastnosti jsou ovlivněny využitím půdy a také byla zjištěna sezónní variabilita. V období růstu rostlin se objemová hmotnost snižovala mezi jarem a létem. Poté se zvyšovala na konci léta a stálá zůstávala na podzim. Toto chování má svůj původ v aktivní orbě a ve zvýšené aktivitě zoedafonu během léta. Obecně pro všechny šetřené oblasti je objemová hmotnost půdy vyšší v zimě nežli v létě. Dále píší, že pro nasycenou hydraulickou vodivost u ornice lze očekávat sezónní vývoj v opačném směru ve srovnání s objemovou

hmotností. Nasycená hydraulická vodivost se zvyšovala na jaře a v létě díky zvyšující se stabilitě půdních agregátů a rostoucí hustotě makropórů. Ve všech případech využití půdy se obsah vody snižoval v předjaří a v létě a znovu se zvyšoval na podzim. Toto si vysvětlují zvýšenou aktivitou mikrofauny na jaře a v létě kvůli vhodným klimatickým podmínkám.

Zeinalzadeh et al. (2011) pozoroval rostoucí trendy hodnot K (od června do srpna), které byly měřeny při 6 tlakových výškách (0 až -15 cm), u ječmene, ovocného sadu a holé půdy a klesající trendy hodnot K u kukuřice. Bodner et al. (2008) zjistil, že hydraulická vodivost podléhá značné časové variabilitě. Významný dopad na hydraulickou vodivost mají klimatické podmínky a obsah vody v půdě. Zjistil, že v zimním období se zvyšuje hydraulická vodivost a snižuje se poloměr pórů. Tuto skutečnost připisuje většímu množství vody v půdě v podzimních měsících, která snížila stabilitu půdní struktury. Zjistil také, že střídání mrznutí a tání může vést k větší půdní propustnosti a současně ke zmenšení makropórů a dokonce ke snížení pórovitosti. Dále zjistil, že intenzivní růst kultur krycích plodin redukoval hydraulickou vodivost, pravděpodobně kvůli ucpání pórů kořeny. Sacco et al. (2012) dělal pokus na poli se zavlažovanou rýží a bez závlahy. Pórovitost půdy a půdní hydraulické vlastnosti jsou klíčové vlastnosti, které jsou ovlivněny využitím půdy, zpracováním půdy a zemědělskými postupy jako je zavlažování. Jeho výsledky ukázaly, že zhutnění půdy a následné snížení nenasycené hydraulické vodivosti je v důsledku závlahy. Množství makro- a mesopórů se snížilo, zatímco množství mikropórů se zvýšilo. Na konci zavlažování se opět vytvořily velké gravitační póry. Na poli bez závlahy bylo zaznamenáno jiné chování pórů, vliv na tvorbu a zánik pórů nebyl zaznamenán, pouze se snížila objemová hmotnost v důsledku dešťových srážek. Dörner et al. (2010) prezentoval dynamický vývoj strukturních vlastností u Andisol, které byly ovlivněny zejména cykly zvlhčování a vysoušení. Ukázal, že nasycená hydraulická vodivost klesá v důsledku infiltrace vody, která způsobila uvolňování částic, transport a sedimentaci. Dynamika hydraulických a mechanických vlastností byla ovlivněna pastvou (zhutnění půdy) a cykly zvlhčování a vysoušení (půdní póry) a byla dokumentována pro Andosoly (Dec et al., 2012) a pro půdy vulkanického popele (Dec et al., 2011).

Mubarak et al. (2009a,b) píše, že se transportní vlastnosti půd mohou měnit během vegetačního období. Tyto časové změny jsou pravděpodobně v důsledku změn na povrchu půdy spojené s orbou a s vlivem kořenového systému. Cykly zvlhčování a vysoušení také primárně způsobují transformace v půdní struktuře. Rozpad struktury, pomocí deště a cyklů zvlhčování a vysoušení, vede ke snížení pórovitosti, ke změnám ve velikosti a distribuci pórů a to souvisí se změnou hydraulických vlastností půd. Nasycená hydraulická vodivost klesá po orbě.

Časové změny půdních hydraulických vlastností může ovlivnit pěstování odlišných plodin, obdělávání půdy nebo využití půdy (Schwen et al., 2011a, Zhou et al., 2008). Schwen et

al. (2011a) píše, že průtok vody se řídí podle makropórů a větších mesopórů, třebaže představují pouze malou část z celkové pórovitosti. Na půdní hydraulické vlastnosti má hlavní dopad hospodaření a důsledkem toho se mění skupiny makro- a mesopórů a proto jsou měření v terénu vhodnější než laboratorní měření. Schwen et al. (2011a,b) také hodnotil časovou variabilitu půdních vlastností (průběh 3letého období) a ve svých člancích píše, že půdní hydraulické vlastnosti půdy jsou předmětem časových změn. Zvláště svrchní vrstvy půdy podléhají změnám v průběhu času. Důvodem jsou cykly zvlhčování a vysoušení půdy, biologická aktivita a obdělávání půdy. Zpracování půdy ovlivňuje půdní vlastnosti s následky pro skladování a pohyb vody, živin a polutantů v půdním profilu a pro růst rostlin. Existují důkazy o tom, že zpracování půdy mění velikost a distribuci pórů a tím i nasycenou hydraulickou vodivost K_s . Ve srovnání s hlubšími vrstvami podléhá rychlým změnám hlavně povrch půdy (0-30 cm), je to v reakci na srážky, infiltraci, evaporaci a zachytávání vody kořeny. Jeho (Schwen et al., 2011a,b) výsledky ukazují, že obsah vody v půdě se měnil v průběhu doby díky klimatickým podmínkám a růstu zemědělských plodin. Vysoký obsah vody zjistili v zimě a brzo na jaře, naopak sucho bylo v období mezi dubnem a červnem. Množství efektivních pórů se snížilo po orbě v reakci na srážky během zimy a postupně se zvyšovaly na jaře a v létě vlivem biologické aktivity, růstu kořenů a cyklům zvlhčování a vysoušení. Hodnoty K_s a θ_s se snížily po orbě během zimy, což mohlo být způsobeno deštěm a uzavíráním pórů. Poté se pozvolna hodnoty zvyšují na jaře a v létě, což mohlo být vyvoláno biologickou aktivitou, rozvojem kořenového systému. Pokud jde o parametry v rovnici van Genuchtena, n má malou časovou dynamiku u všech zpracování (konvenční, redukované a bez zpracování), naopak α vykázala značnou časovou dynamiku. Časová dynamika byla nejmenší v případě bez zpracování půdy, což naznačuje poměrně větší časovou stabilitu hydraulických vlastností pod tímto zpracováním. Zhou et al. (2008) měřil hydraulické vlastnosti v květnu a říjnu po dobu třech let. Zjistil, že hydraulické vlastnosti na povrchu půdy byly ovlivněny rozdílným hospodařením na půdě a půdním typem. Časová variabilita hydraulických vlastností na povrchu půdy se zdála být větší než prostorová variabilita. Hydraulické vlastnosti se významně měnily v době měření. Půdy měřené v jeho studii měly vyšší hydraulické vodivosti v květnu než v říjnu. Počáteční vlhkost půdy byla důležitou proměnnou v časové variabilitě hydraulických vodivostí půd.

Pare et al. (2011) píše, že vlastnosti povrchu půdy výrazně ovlivňují hydrologické procesy a že je známo, že se liší především v prostoru a čase v závislosti na půdních vlastnostech a hospodaření na půdě. Zpracování půdy je hlavní příčina variability půdního povrchu. Zjistil, že je možné předvídat rychlost změn vlastností na povrchu půdy po orbě. Srážky se zdají být hlavním faktorem utužení půdy. Nciizah a Wakindiki (2014) píší, že charakteristika srážek ovlivňuje tvorbu škrálopu, infiltrační rychlost a erozi v závislosti na vnitřních půdních

vlastnostech, jako je textura a mineralogie. Xu a Mermoud (2003) simulovali model s časově závislými parametry hydraulické vodivosti, které použili k předpovědi účinků třech různých způsobů zpracování půdy. Výsledky simulace ukazují, že časové změny v půdní hydraulické vodivosti vyvolané různými způsoby orby, mohou ovlivnit infiltraci, transpiraci a evaporaci. Osunbitan et al. (2005) zjišťoval vliv rozdílného zpracování půdy na objemovou hmotnost a hydraulické vlastnosti. Objemová hmotnost se zvyšuje v čase po orbě, nasycená hydraulická vodivost se snižuje se zvyšující se intenzitou manipulace s půdou zřejmě z důvodu zhutňování půdy, účinkům deště a odtoku přes půdu. Nejvyšší vodivost byla zaznamenána na místě bez orby. Celkový vztah mezi pórovitostí půdy a nasycenou hydraulickou vodivostí, i přes silnou pozitivní korelaci, je známkou toho, že celková pórovitost není hlavním faktorem určujícím hydraulickou vodivost půdy. Fuentes et al. (2004) zjistil, že zpracování půdy ovlivňuje hydraulickou vodivost kontrastními způsoby. Zpracování půdy, zejména orba, vytváří makropóry, které způsobí zvýšení nasycené hydraulické vodivosti. Ale naopak narušení spojitosti pórů sníží hydraulickou vodivost mezi orební vrstvou a podložím. Krátce po orbě je nasycená hydraulická vodivost obvykle velká a klesá s časem kvůli utužení půdních částic.

3 VĚDECKÉ HYPOTÉZY A CÍLE PRÁCE

Pro předkládanou doktorskou disertační práci „*Sezónní variabilita půdní struktury a transportních vlastností zemědělských půd*“ byly vytyčeny tyto vědecké hypotézy a cíle.

Hypotézy:

- 1) Hydrofyzikální vlastnosti zemědělských půd se v čase mění vlivem růstu kořenů, klimatu a agrotechnických zásahů
- 2) Intenzita pohybu vody je ovlivněna vlastností půdní struktury
- 3) Konfigurace pórových systémů je rozdílná na různých půdních typech
- 4) Variabilitu transportních vlastností lze zahrnout do matematického modelování transportu látek v půdě

Cíle:

- 1) Vyhodnotit sezónní variabilitu základních půdních vlastností v povrchových horizontech
- 2) Vyhodnotit sezónní vývoj stability půdní struktury v povrchových horizontech
- 3) Vyhodnotit sezónní vývoj hydraulických vlastností v povrchových horizontech
- 4) Vyhodnotit vzájemný vztah měřených půdních vlastností
- 5) Vyhodnotit obsah makropórů pomocí mikromorfologických snímků
- 6) Vyhodnotit rozdíl pórových systémů na různých půdních typech
- 7) Numericky zhodnotit vliv rozdílných hydraulických vlastností na režim půdní vody v půdním profilu

4 METODIKA

4.1 Charakteristika území

Sezónní variabilita stability půdní struktury a hydraulických vlastností půdy byla sledována v lokalitách Humpolec, Čáslav a Hněvčeves. Tyto lokality patří do sítě pokusných stanic Výzkumného ústavu rostlinné výroby v Ruzyni. Na těchto lokalitách probíhají další výzkumy katedry pedologie a ochrany půd.

4.1.1 Lokalita Humpolec

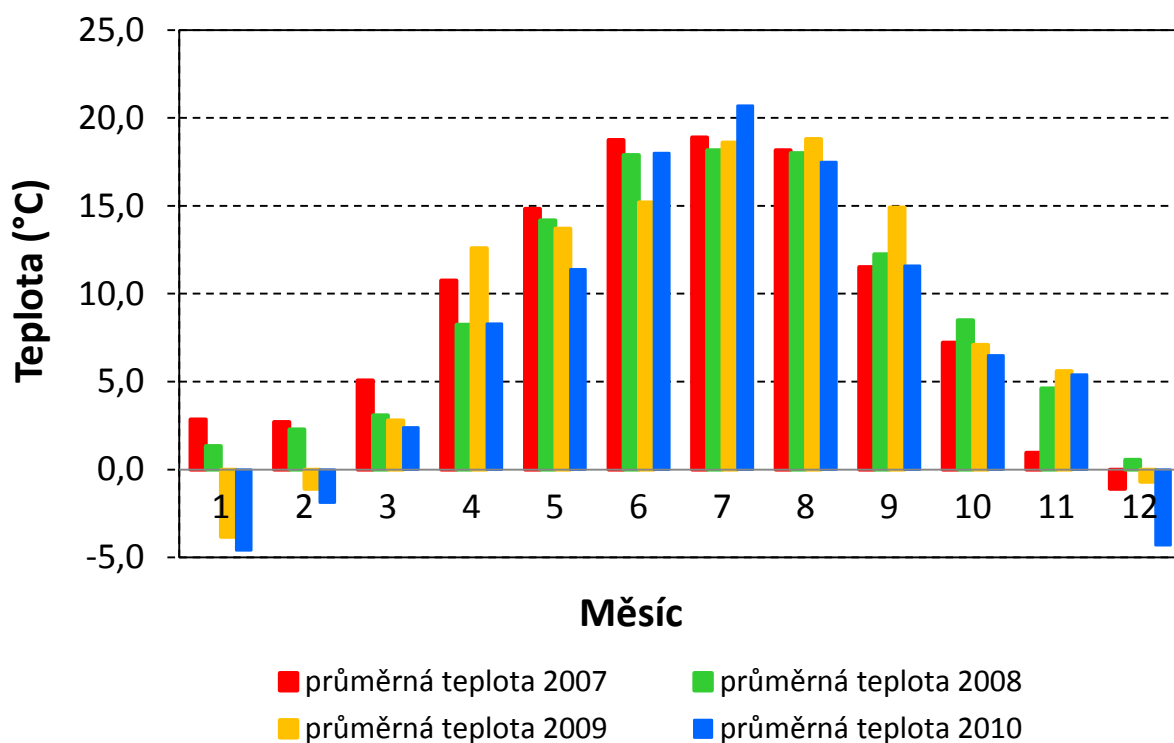
Lokalita Humpolec leží v Českomoravské vrchovině v okrese Pelhřimov v nadmořské výšce 568 m n. m. Zeměpisná šířka je 49°32'88" a zeměpisná délka je 15°32'99". Leží klimatické oblasti MT3 - mírně teplá, vlhká oblast. Je charakterizována průměrnou teplotou vzduchu v červenci 15 °C.

Půdním typem sledovaného pozemku je kambizem modální. Půdotvorným substrátem je pararula, která vznikla přeměnou sedimentárních hornin. Kambizemě jsou na našem území nejrozšířenějším půdním typem. Nejčastěji se vyskytují se v pahorkatinách a vrchovinách. Roční úhrn srážek se pohybuje mezi 500 – 900 mm, průměrná roční teplota je 4 – 9 °C. Kambizemě jsou nejvíce rozšířeny mezi 450 – 800 m n. m. a vázány většinou na členitý reliéf (Tomášek, 2007).

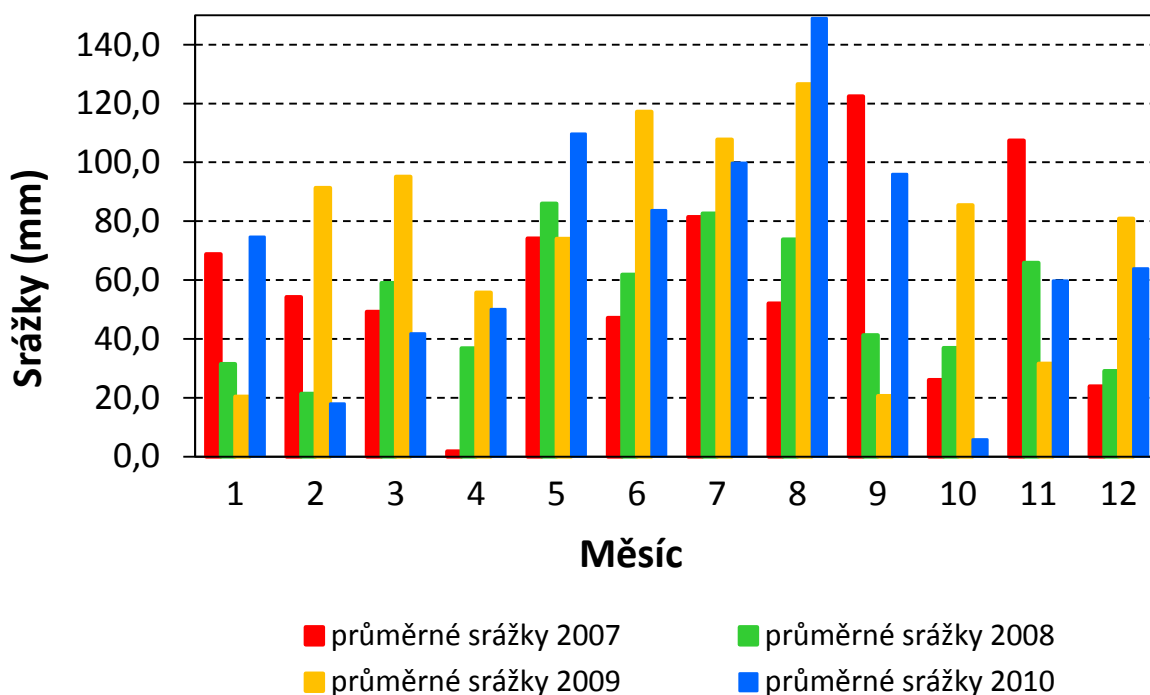
V tabulce 4 jsou uvedeny maximální a minimální teploty, průměrné roční teploty a srážkový úhrn v jednotlivých měsících v letech 2007, 2008, 2009 a 2010. Na obrázcích 6 a 7 jsou zobrazeny průměrné roční teploty a srážky v jednotlivých letech.

Tabulka 4: Teploty a srážkový úhrn v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 (zdroj: VÚRV Humpolec)

rok 2007													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	5,3	5,5	9,6	17,3	20,4	24,6	24,8	24,1	16,3	11,1	3,1	0,8	13,6
min. t °C	-0,1	0,1	1,1	3,9	9,1	12,9	12,9	12,8	7,4	3,9	-1,3	-3,2	5,0
průměr. t °C	2,9	2,7	5,1	10,8	14,8	18,8	18,9	18,2	11,5	7,2	1,0	-1,1	9,2
srážky (mm)	68,8	54,3	49,3	1,8	74,2	47,2	81,4	52,1	122,5	26,1	107,4	23,9	709,0
rok 2008													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	3,1	6,1	7,0	13,1	19,5	23,3	23,7	23,6	17,0	13,3	6,9	2,5	13,2
min. t °C	-0,9	-1,2	-0,5	3,6	8,3	12,6	13,0	12,6	8,3	4,5	2,2	-1,2	5,1
průměr. t °C	1,3	2,3	3,1	8,3	14,2	17,9	18,2	18,0	12,3	8,5	4,6	0,6	9,1
srážky (mm)	31,5	21,4	59,0	36,9	86,0	61,9	82,7	73,8	41,3	37,0	65,9	29,1	626,5
rok 2009													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	3,9	8,6	14,3	22,7	27,3	27,3	33,1	31,1	26,3	23,9	15,3	11,4	13,6
min. t °C	-16,9	-9,4	-12,0	2,1	1,9	4,2	8,6	7,8	4,6	-3,7	-3,7	-18,0	5,0
průměr. t °C	-3,8	-1,1	2,8	12,6	13,7	15,2	18,6	18,8	14,9	7,1	5,6	-0,7	9,2
srážky (mm)	20,4	91,4	95,2	55,8	74,0	117,2	107,8	126,6	20,6	85,5	31,6	80,9	709,0
rok 2010													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	5,3	9,9	18,1	24,9	23,2	34,0	33,2	29,6	20,6	15,0	16,4	9,0	13,2
min. t °C	-20,1	-11,9	-14,4	-1,8	1,6	8,2	9,1	6,2	2,8	-3,3	-8,5	-16,8	5,1
průměr. t °C	-4,6	-1,9	2,4	8,3	11,4	18,0	20,7	17,5	11,6	6,5	5,4	-4,3	9,1
srážky (mm)	74,7	18,0	41,9	50,1	109,7	83,7	99,8	149,0	96,0	5,8	59,8	63,9	626,5



Obrázek 6: Průměrné teploty v letech 2007 - 2010 na lokalitě Humpolec



Obrázek 7: Průměrné roční srážky na lokalitě Humpolec

4.1.2 Lokalita Čáslav

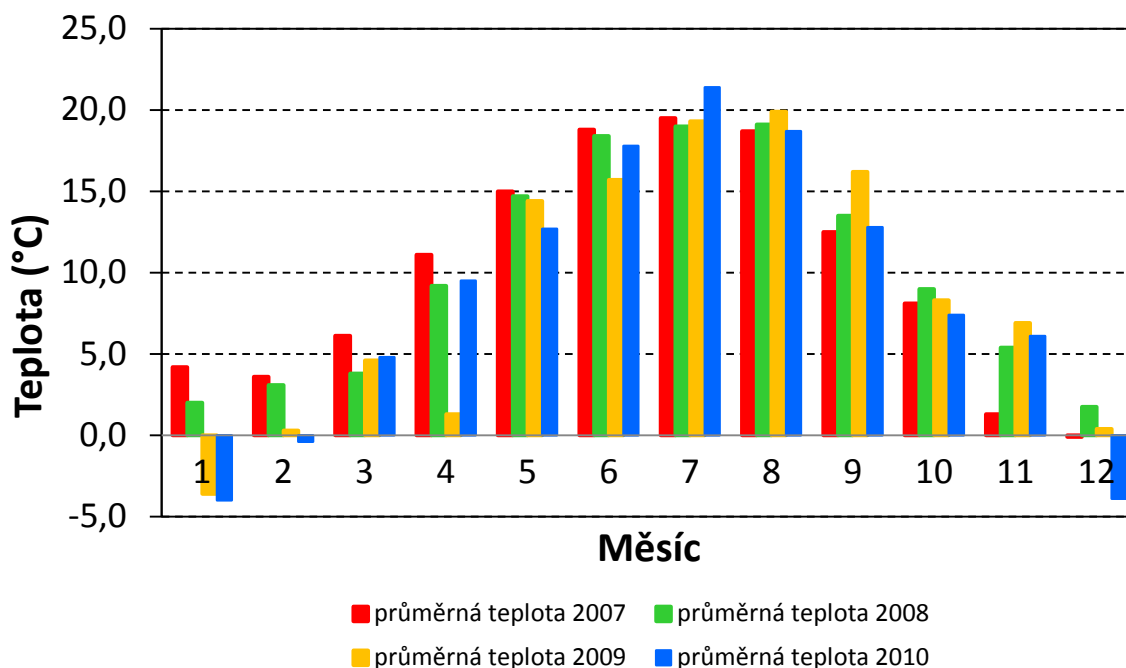
Lokalita Čáslav leží ve Středočeském kraji, od severovýchodu je ohraničena pásem Železných hor. Leží v nadmořské výšce 263 m n. m. Zeměpisná šířka je 49°85'54" a zeměpisná délka je 15°40'54". Čáslav spadá do klimatické oblasti T3 – mírně teplá, mírně suchá. Zde se pravidelně vyskytuje v dlouhodobém průměru více než 50 letních dnů v roce, kdy maximální teplota vzduchu je 25 °C a vyšší.

Půdním typem je šedozem modální na spraši. Rozšíření šedozemí obvykle nepřesahuje nadmořskou výšku 300 m n. m. U šedozemí je půdotvorným substrátem výhradně spraš. Spraše jsou eolické sedimenty naváté větrem, které se vytvořily ve čtvrtohorách (Tomášek, 2007).

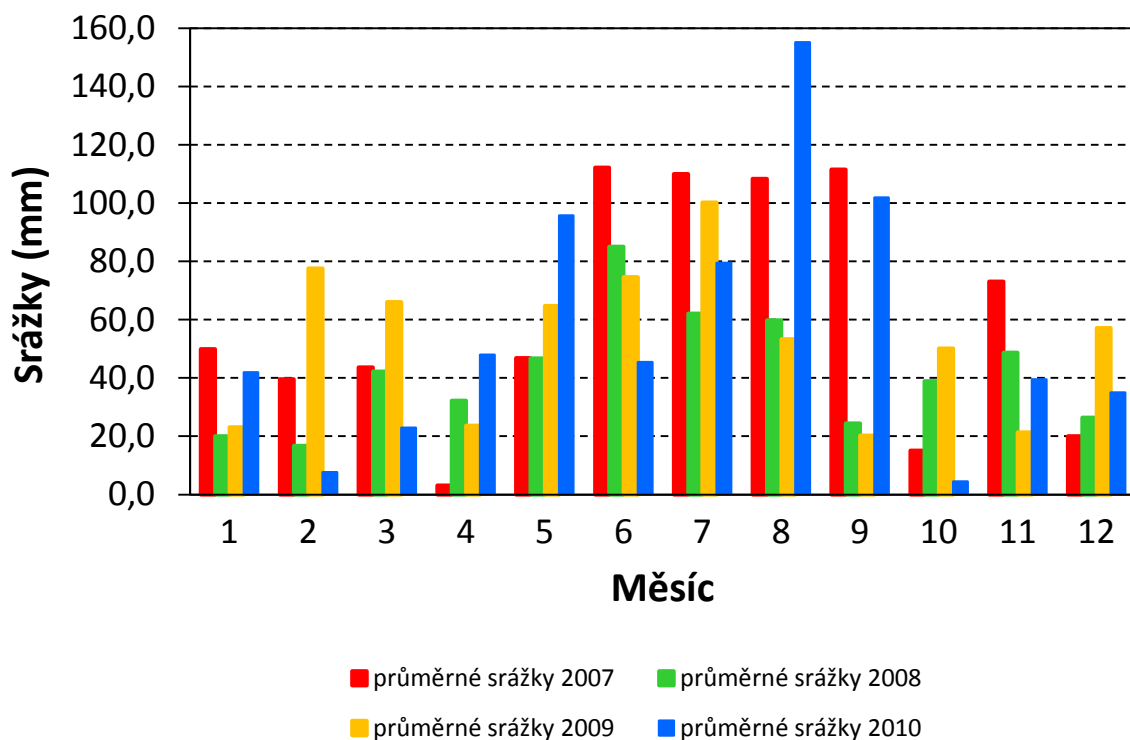
V tabulce 5 jsou uvedeny maximální a minimální teploty, průměrné roční teploty a srážkový úhrn v jednotlivých měsících v letech 2007, 2008, 2009 a 2010. Na obrázcích 8 a 9 jsou zobrazeny průměrné roční teploty a srážky v jednotlivých letech.

Tabulka 5: Teploty a srážkový úhrn v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 (zdroj: VÚRV Čáslav)

rok 2007													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	15,2	10,9	16,5	23,9	29,0	28,7	35,9	29,8	24,8	20,4	12,3	11,3	21,6
min. t °C	-8,5	-4,7	-4,7	-4,9	-2,0	5,6	7,1	7,8	1,1	-2,6	-8,7	-9,1	-2,0
průměr. t °C	4,2	3,6	6,1	11,1	15,0	18,8	19,5	18,7	12,5	8,1	1,3	-0,1	9,9
srážky (mm)	49,9	39,6	43,7	3,1	46,9	112,2	110,0	108,4	111,6	15,1	73,1	20,0	733,6
rok 2008													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	11,5	19,3	16,3	20,8	31,1	32,5	30,8	31,2	31,9	19,2	17,7	11,2	22,8
min. t °C	-6,9	-12,3	-7,7	-4,4	-0,9	4,8	8,2	4,3	1,0	-4,4	-4,8	-11,1	-2,9
průměr. t °C	2,0	3,1	3,8	9,2	14,7	18,4	19,0	19,1	13,5	9,0	5,4	1,8	9,9
srážky (mm)	20,0	16,8	42,2	32,2	46,7	85,1	62,1	59,8	24,4	38,9	48,7	26,4	503,3
rok 2009													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	5,3	11,1	15,3	23,3	28,5	27,8	34,6	32,3	28,1	25,8	25,8	12,8	22,6
min. t °C	-19,5	-10,9	-5,4	-1,0	4,5	3,9	8,0	6,0	3,0	-5,0	-5,0	-13,3	-2,9
průměr. t °C	-3,6	0,3	4,6	1,3	14,4	15,7	19,3	19,9	16,2	8,3	6,9	0,4	8,6
srážky (mm)	23,1	77,6	66,1	23,7	64,8	74,6	100,2	53,3	20,3	50,2	21,4	57,2	632,5
rok 2010													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	5,4	12,4	19,6	26,3	23,0	31,9	34,5	31,5	22,9	16,8	19,0	6,6	20,8
min. t °C	-23,8	-17,1	-11,5	-4,3	4,9	6,5	6,4	7,0	2,3	-5,1	-9,2	-18,9	-5,2
průměr. t °C	-4,0	-0,4	4,8	9,5	12,7	17,8	21,4	18,7	12,8	7,4	6,1	-3,9	8,6
srážky (mm)	41,9	7,6	22,9	48,0	95,7	45,4	79,5	155,1	101,9	4,5	39,5	35,0	677,0



Obrázek 8: Průměrné teploty v letech 2007 - 2010 na lokalitě Čáslav



Obrázek 9: Průměrné roční srážky na lokalitě Čáslav

4.1.3 Lokalita Hněvčeves

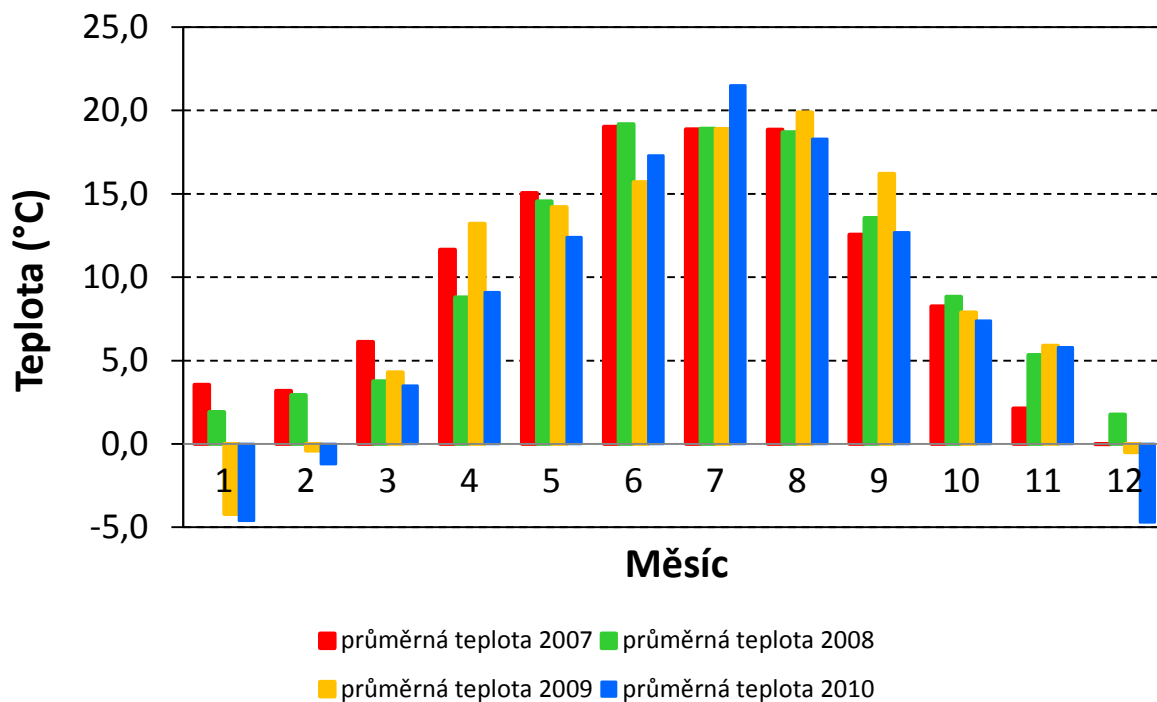
Lokalita Hněvčeves se nachází ve východních Čechách, 17 km severozápadně od Hradce Králové. Leží v nadmořské výšce 265 m n. m. Zeměpisná šířka je 50°18'77" a zeměpisná délka je 15°43'01". Hněvčeves spadá do klimatické oblasti T3 – mírně teplá, mírně vlhká. Zde se pravidelně vyskytuje v dlouhodobém průměru více než 50 letních dnů v roce, kdy maximální teplota vzduchu je 25 °C a vyšší.

Půdním typem je hnědozem modální vyvinutá na spraši. Hnědozemně se nejčastěji vyskytují v nižším stupni pahorkatin nebo v okrajových částech nížin s podnebím poněkud vlhčím než u černozemních oblastí. Roční úhrn srážek se pohybuje kolem 500 mm, průměrná roční teplota je 9 °C. Hnědozemně jsou nejvíce rozšířeny mezi 200 – 450 m n. m. (Tomášek, 2007).

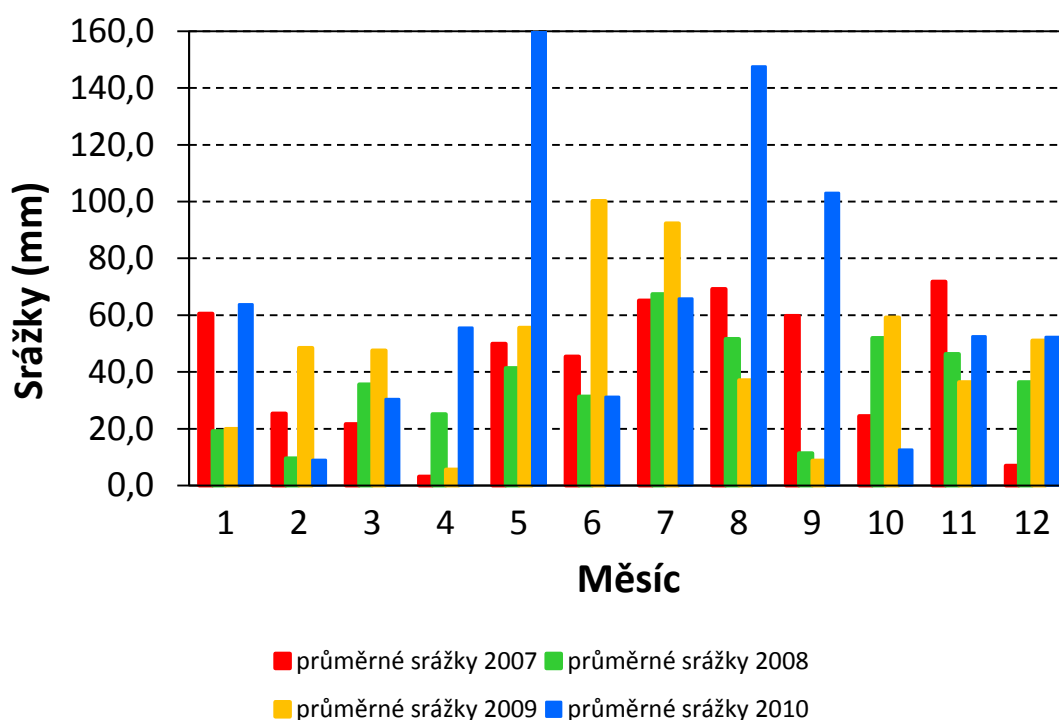
V tabulce 6 jsou uvedeny maximální a minimální teploty, průměrné roční teploty a srážkový úhrn v jednotlivých měsících v letech 2007, 2008, 2009 a 2010. Na obrázcích 10 a 11 jsou zobrazeny průměrné roční teploty a srážky v jednotlivých letech.

Tabulka 6: Teploty a srážkový úhrn v letech 2007, 2008, 2009 a 2010 (zdroj: VÚRV Hněvčeves)

rok 2007													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	14,5	9,3	18,8	25,8	30,2	30,8	35,2	31,1	25,6	22,0	10,8	10,9	22,1
min. t °C	-12,7	-1,9	-2,2	-3,2	-0,7	6,6	8,4	8,2	3,1	-1,1	-7,0	-7,7	-0,9
průměr. t °C	3,6	3,2	6,1	11,7	15,1	19,0	18,9	18,9	12,6	8,3	2,1	0,0	9,9
srážky (mm)	60,6	25,4	21,6	3,2	49,9	45,4	65,2	69,2	59,8	24,5	71,8	7,0	503,6
rok 2008													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	11,1	14,9	17,8	20,9	31,7	30,6	31,9	32,6	33,0	19,7	18,9	10,9	22,8
min. t °C	-6,4	-9,7	-5,5	-1,1	4,8	4,6	9,1	7,3	2,4	-1,4	-5,4	-7,9	-0,8
průměr. t °C	1,9	2,9	3,8	8,8	14,6	19,2	18,9	18,7	13,6	8,8	5,3	1,8	9,9
srážky (mm)	19,2	9,6	35,6	25,2	41,4	31,4	67,4	51,6	11,4	52,0	46,4	36,4	427,6
rok 2009													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	3,9	11,6	13,4	24,1	29,7	27,3	34,0	32,6	29,1	24,3	13,3	8,8	21,0
min. t °C	-16,8	-12,5	-4,6	2,2	2,2	5,2	9,1	6,2	4,4	-2,3	-2,3	-17,2	-2,2
průměr. t °C	-4,2	-0,4	4,3	13,2	14,2	15,7	18,9	19,9	16,2	7,9	5,9	-0,5	9,3
srážky (mm)	20,0	48,5	47,6	5,6	55,6	100,2	92,3	37,1	8,8	59,2	36,4	51,1	562,4
rok 2010													
měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	rok
max. t °C	3,7	8,3	19,5	24,9	22,3	31,9	27,6	29,8	23,6	17,7	15,9	6,4	19,3
min. t °C	-22,3	-14,1	-7,6	-1,4	5,5	8,2	8,4	7,9	3,6	-3,5	-9,1	-15,5	-3,3
průměr. t °C	-4,6	-1,2	3,5	9,1	12,4	17,3	21,5	18,3	12,7	7,4	5,8	-4,7	8,1
srážky (mm)	63,8	9,0	30,5	55,6	183,5	31,2	65,8	147,6	103,0	12,6	52,5	52,3	807,4



Obrázek 10: Průměrné teploty v letech 2007 - 2010 na lokalitě Hněvčeves



Obrázek 11: Průměrné roční srážky na lokalitě Hněvčeves

4.1.4 Půdní horizonty

Na lokalitě Humpolec u půdního typu kambizem modální byly identifikovány 3 půdní horizonty, na lokalitě Čáslav u půdního typu šedozem modální byly identifikovány také 3 půdní horizonty a na lokalitě Hněvčeves u půdního typu hnědozem modální bylo identifikováno 5 půdních horizontů (Kodešová et al., 2008). V tabulce 7 jsou popsány mocnosti jednotlivých horizontů, procentické zastoupení obsahu jílu, prachu a písku a specifická půdní hmotnost.

Tabulka 7: Mocnosti půdních horizontů, obsahy jednotlivých frakcí a specifická půdní hmotnost

půdní typ/lokalita	horizont	mocnost horizontu	obsah jílu (%)	obsah prachu (%)	obsah písku (%)	ρ_s (g cm ⁻³)
Kambizem modální Humpolec	Ap	0-29	9,9	34,7	55,4	2,55
	Bv	29-62	8,0	27,1	64,9	2,68
	C	62-84	6,5	24,2	69,3	2,67
Šedozem modální Čáslav	Ap	0-25	27,6	59,2	13,2	2,58
	Bth	25-44	30,3	57,9	11,8	2,57
	Ck	44-125	24,0	63,9	12,1	2,61
Hnědozem modální Hněvčeves	Ap1	0-29	18,24	66,52	15,24	2,56
	Ap2	29-40	21,49	59,61	18,90	2,61
	Bt1	40-75	29,43	61,40	9,17	2,59
	Bt2	75-102	23,03	63,53	13,44	2,60
	Ck	102-145	17,98	70,08	11,94	2,64

Ve studii Kodešová et al. (2009a, b) je uvedeno, že v případě hnědozemě modální jsou dobře vyvinuté agregáty s nízkou stabilitou v Ap1 horizontu., kompaktní struktura v Ap2 horizontu (podorničí), výrazně vyvinutá prizmatická struktura (vliv jílových povlaků a organické hmoty) s vysokou agregátovou stabilitou v Bt1 a Bt2 horizontu (horizonty se lišily ve velikosti a tvaru agregátů) a kompaktní maticová struktura s velkými kapilárními póry v Ck horizontu. V případě šedozemě modální je relativně homogenní struktura s mnoha póry, které byly pozorovány ve všech 3 horizontech. Stabilita agregátů v horizontech Ap a Bth byla vysoká pravděpodobně kvůli přítomnosti povlaků jílu a organické hmoty. V případě kambizemě modální je relativně vysoká stabilita agregátů ve všech 3 horizontech, přesto mikromorfologické snímky ukázaly slabě vyvinuté půdní agregáty v Ap horizontu a homogenní maticové struktury v Bv a C horizontu. Kodešová et al. (2009a) navrhl, že to bylo způsobeno vyšším obsahem organické hmoty a přítomností volných oxidů železa. Rozdílná půdní porézní struktura těchto půd a jejich horizontů dokumentovaných na mikromorfologických snímcích (Kodešová et al., 2008, 2009b) vedla ke značně odlišným hydraulickým vlastnostem a k silnému ovlivnění transportem herbicidů v ornici všech 3 půdních typů (Kočárek et al., 2005, 2010; Kodešová et al., 2012). Dopad různých půdních porézních struktur na rozložení barviva u hnědozemě modální a kambizemě modální byla rovněž ilustrována na fotografiích a mikromorfologických snímcích (Kodešová et al., 2012). Předchozí studie jasně zdokumentovaly značně odlišný charakter půdní struktury a vlastností půdy v ornici u sledovaných půdních typů.

4.2 Odběr a zpracování půdních vzorků

Na popsanych lokalitách (viz výše) bylo provedeno 23 odběrů neporušených půdních vzorků pro stanovení hydrofyzikálních vlastností a 23 odběrů porušených půdních vzorků ke stanovení stability půdní struktury a vybraných půdních vlastností (pH, obsah a kvalita organické hmoty). Odběr probíhal zejména v průběhu vegetačního období v měsíčních intervalech po dobu čtyř let (2007 – 2010) (tabulka 8). Na všech lokalitách bylo aplikováno konveční obdělávání půdy se systémem rotace plodin po 3 letech ve všech lokalitách. Studie byla vždy provedena buď na pozemku s ječmenem ozimým anebo pšenicí ozimou a jarní. Důvodem bylo sledování změn půdních vlastností pod podobnými rostlinami (podobný kořenový systém, mikrobiální systémy). V tabulce 9 je uvedena plodina, datum setí a datum sklizně na jednotlivých lokalitách v jednotlivých letech.

Tabulka 8: Odběrová data

Rok			
2007	2008	2009	2010
29.3.	31.3.		25.3.
3.5.	30.4.	7.5.	28.4.
4.6.	28.5.	11.6.	25.5.
3.7.	26.6.	2.7.	29.6.
1.8.	31.7.		27.7.
			23.8. ^a a 7.9. ^b
29.10.	11.11.	29.10.	9.11.

^a Čáslav (šedozem modální)

^b Humpolec (kambizem modální) a Hněvčeves (hnědozem modální)

Tabulka 9: Plodiny, datum setí a datum sklizně na všech lokalitách

Rok	Lokalita	Humpolec	Čáslav	Hněvčeves
		Kambizem modální	Šedozem modální	Hnědozem modální
2007	Plodina	Pšenice ozimá	Pšenice jarní	Pšenice ozimá
	Setí	8.10.2006	15.3.2007	9.10.2006
	Sklizeň	28.7.2007	7.8.2007	25.7.2007
2008	Plodina	Ječmen ozimý	Ječmen ozimý	Pšenice ozimá
	Setí	6.10.2007	2.10.2007	3.10.2007
	Sklizeň	14.8.2008	28.7.2008	28.7.2008
2009	Plodina	Pšenice ozimá	Pšenice jarní	Pšenice jarní
	Setí	5.10.2008	21.4.2009	3.10.2008
	Sklizeň	16.8.2009	17.9.2009	29.7.2009
2010	Plodina	Pšenice ozimá	Pšenice ozimá	Pšenice ozimá
	Setí	4.10.2009	6.10.2009	5.10.2009
	Sklizeň	16.8.2010	19.8.2010	15.8.2010

Neporušený půdní vzorek byl odebrán do Kopeckého válečku o objemu 100 cm³ v deseti opakováních. Byly umístěny vedle sebe o průměrné vzdálenosti 10 cm. Dále byly odebrány další 3-4 100 cm³ válečky pro analýzy v Tempských celách. Na neporušených půdních vzorcích byly standardním způsobem nasycení vzorku vodou a následným odsáváním stanoveny vlhkostní charakteristiky: momentální vlhkost (θ_{mom}), kapilární nasáklivost (θ_{NS}), která udává maximální množství vody, které je půda schopna pojmout, maximální kapilární vodní kapacita (θ_{MKK}), která ukazuje kvazistacionární stav obsahu vody ve vzorku, retenční vodní kapacita (θ_{RVK}), která představuje množství vody ve vzorku po 24 hodinách odsávání; tato hodnota vyjadřuje množství vody, které je půda schopna zadržet vlastními (kapilárními) silami a odpovídá zaplnění kapilárních pórů vodou. Dále byla na vysušeném vzorku stanovena objemová hmotnost (ρ_z), z které byla vypočtena celková pórovitost (P) s doplňujícími vzdušnými charakteristikami (P_n , P_k , V_z , K_{MKKz} , K_{RVKz}).

Dále byly odebrány porušené vzorky půdy ze svrchních 20 cm pro stanovení stability agregátů a vybraných půdních vlastností. Vzorky byly po odběru uchovávány ve vhodných

obalech (mikrotenové sáčky). Odebraný půdní vzorek byl vysušen rozložený do tenké vrstvy na vzduchu. Pro agregátovou analýzu byly vyseparovány agregáty o velikosti 2 – 5 mm přesátím jemně ručně rozdrobeného vzorku přes síta o průměru ok 2 a 5 mm. Dále byl půdní vzorek přesát přes síto o velikosti ok 2 mm pro získání jemnozeme I.

4.3 Vyhodnocení základních půdních vlastností

Na připravených vzorcích byly stanoveny chemické vlastnosti půdy. Aktivní půdní reakce (pH_{H_2O}) a výměnná půdní reakce (pH_{KCl}) byly stanoveny potenciometricky (ISO, 10390:1994) v suspenzi půdy s převařenou destilovanou vodou a ve výluhu půdy 1M KCl. Obsah humusu byl stanoven modifikovanou Tjuringovou metodou, kde je organická hmota zoxidována přebytkem chromsírové směsi (Skjemstad a Baldock, 2008). Obsah organické hmoty byl vypočítán jako hodnota C_{ox} (množství oxidovatelného uhlíku) vynásobená 1,724. Kvalita humusových látek byla stanovena spektrofotometricky pomocí barevného kvocientu ($Q_{4/6}$) – poměru absorbancí výluhu půdy 0,05M $Na_4P_2O_7$ při vlnové délce 400 a 600 nm. Všechny analýzy byly provedeny ve 3 opakováních. Vzorky byly zpracovány podle Sparkse (1996) a Zbírala (1995).

4.4 Vyhodnocení stability půdní struktury

Stanovení stability půdní struktury bylo provedeno metodou ve vodě stabilních agregátů a vyhodnoceno pomocí WSA indexu (viz kapitola 2.1.2.3). Toto stanovení bylo provedeno ve 3 opakováních v letech 2007 – 2010. Dále byla stabilita půdní struktury stanovena metodou podle Le Bissonnais (1996), která využívá pro vyjádření stability agregátů koeficient vulnerability K_v (Valla et al., 2000) (viz kapitola 2.1.2.2). Tato metoda byla provedena ve 3 opakováních v roce 2010.

4.5 Měření hydraulických vlastností půd

Hydraulické vodivosti byly měřeny v terénu pomocí Guelphského permeamtru a minidiskových infiltrometrů. Výsledky byly zpracovány podle manuálů Decagon Devices (2007-2012) a Soilmoisture Equipment Corp. (2005) a podle Dane a Topp (2002).

Hydraulické vlastnosti byly stanoveny pomocí multi-step outflow experimentu. Kumulativní odtoky v čase, měřené body retenčních čar byly dále využity při numerickém modelování pomocí programu HYDRUS-1D. Tímto způsobem byly získány obě hydraulické vlastnosti půdních vzorků.

4.5.1 Minidiskový infiltrometr

Nenasycená hydraulická vodivost byla měřena minidiskovým infiltrometrem (obrázek 5). Za použití minidiskových infiltrometrů byla měřena kumulativní infiltrace vody do půdy v nenasyčených podmínkách. Minidisky měly průměr disku 2,22 cm a nastavená tlaková výška byla -2 cm (Watson a Luxmoore, 1986). Měření probíhalo na povrchu půdy, který byl pečlivě vyrovnán nožem, poté byla připravena 1 mm silná vrstva stejné půdy přesátá přes síto, aby byl zajištěn úzký kontakt mezi půdou a diskem. Test minidisky trval 45 minut. V letech 2007, 2008 a 2009 bylo provedeno měření ve dvou opakováních, v roce 2010 bylo měření provedeno v patnácti opakováních.

4.5.2 Guelphský permeametr

Nasycená hydraulická vodivost byla měřena pomocí Guelphského permeametr. Měření pomocí Guelphského permeametr byla provedena pouze poslední rok v délce 35 minut a ve třech opakováních. Na vybraném místě byla vyvrtána sonda o průměru 5 cm s plochým dnem. Hloubka sondy byla v našem případě 10 cm. Permeametr naplněný vodou, byl umístěn do vyvrtané sondy. Poté byla zvýšena hladina vytažením vzduchové trubičky do výšky -5 cm.

4.5.3 Tempská cela

Retenční čáry půdní vlhkosti a hydraulických vodivostí byly stanoveny v Tempských celách (obrázek 2). Do Tempské cely byly umístěny neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm^3 a následujících rozměrech: výška půdního vzorku, $L = 5,1 \text{ cm}$; výška porézní destičky, $L_d = 0,57 \text{ cm}$; průtočná plocha, $S = 19,625 \text{ cm}^2$. Neporušený půdní vzorek byl usazen na porézní destičku, nechal se plně nasytit a poté se po jednotlivých krocích (tlakových výškách - 10, 30, 50, 100, 170, 250, 350, 500, 1000 cm) vzorek odvodňoval po dobu 3 týdnů. Na byretách byla v ml odečítána hladiny vody v jednotlivých krocích. Pro každou půdu byly provedeny 3 opakování.

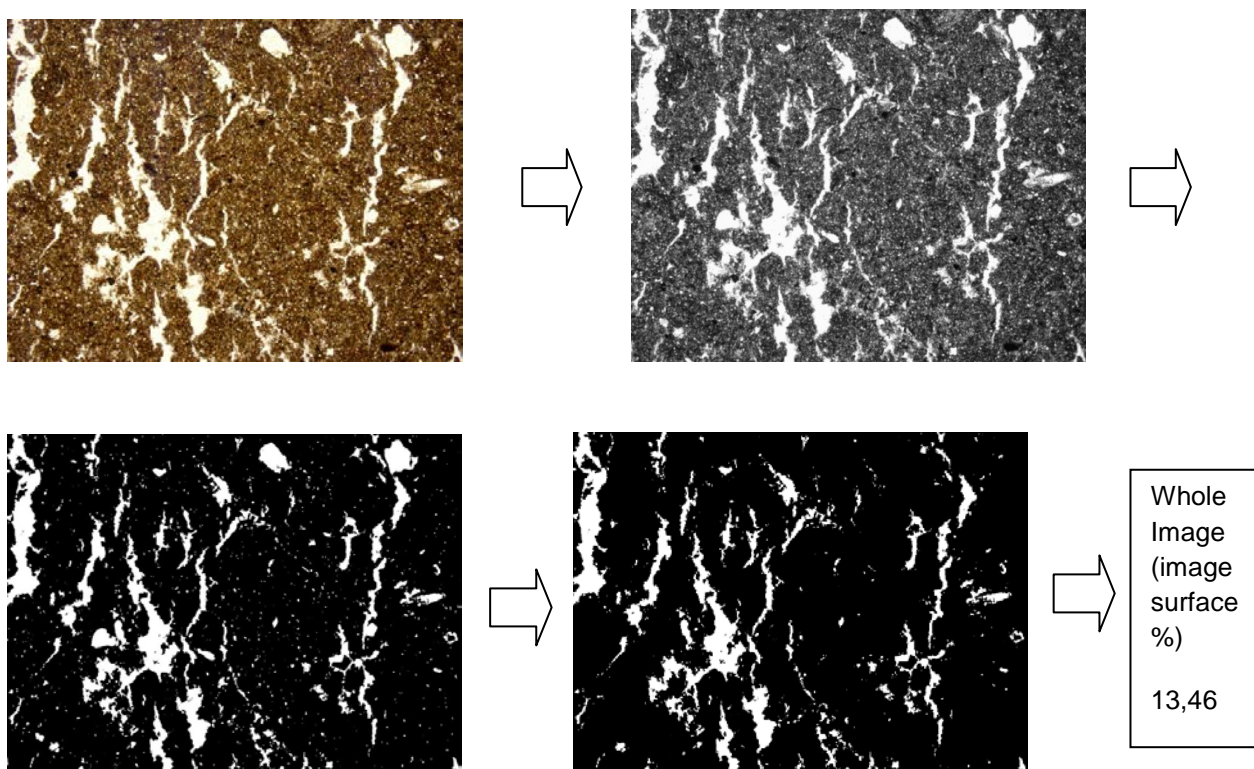
4.6 Vyhodnocení propojenosti půdních pórů

4.6.1 Analýza mikromorfologických snímků

Mikromorfologie půdní struktury byla studována na tenkých půdních výbrusech, které byly připraveny z neporušených půdních vzorků odebraných do hliníkových rámečků o velikosti 4 x 10 cm. Výbrusy byly připravené podle metod, které prezentoval Catt (1990). Analýzou snímků byl, metodou popsanou Kodešovou a kol. (2006a), definován podíl makropórů různých velikostí, které se díky vzájemné propojenosti podílely na preferenčním proudění. Finální výbrus

měl velikost 1,5 až 2 cm. Snímky byly pořízeny na polarizační mikroskop Olympus Bx51 s digitální kamerou Olympus DP 70 při rozlišení 300 dpi.

Vyhodnocování snímků probíhalo v programu Paint Shop Pro 7 a JMicroVision 1.2.7. Na obrázku 12 je ukázka vyhodnocování snímků. Nejprve byl snímek převeden do odstínu šedi, poté byla snížena hloubka barev na 16, dále byla nastavena prahová hodnota na 200 a snímek byl převeden do černobílé verze, ve které byly smazány bílé plochy, které nebyly póry. Následně bylo nadefinováno, že bílé plochy jsou póry a bylo vypočteno procentické zastoupení těchto pórů.



Obrázek 12: Postup při vyhodnocování mikromorfologických snímků

4.7 Vyhodnocení vzájemného vztahu půdních vlastností

Půdní vlastnosti byly vyhodnoceny v programu STATGRAPHICS Centurion XVI, kde byla provedena regrese a vícenásobná korelace mezi všemi naměřenými a vypočtenými veličinami.

4.8 Vyhodnocení vlivu sezónní variability na proudění vody

Vliv sezónní variability na proudění vody a transportní funkce byl simulován v programu HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008). Protože nebyly zjištěny plynulé změny (vývojové trendy) hydraulických vlastností v průběhu roku, byly pro každý rok a půdní typ simulovány dva scénáře

s extrémními parametry hydraulických vlastností. Byly vybrány charakteristiky s extrémními parametry, a to pro nakypřenou (jarní odběr) a ulehlou (letní odběr) půdu. Na kambizemi modální byly vybrány charakteristiky zjištěné v květnu 2010, protože půda měla největší pórovitost (P) a nasycenou hydraulickou vodivost (K) a druhá sada hydraulických vlastností byla z července 2010, protože půda měla naopak nejnižší pórovitost (P) a nasycenou hydraulickou vodivost (K). Podobným způsobem byly vybrány charakteristiky i na šedozezi modální a hnědozezi modální. Na šedozezi i hnědozezi modální byly vybrány charakteristiky zjištěné v dubnu 2010 a druhé v červenci 2010. V tabulce 10 jsou uvedena data potřebná pro simulaci v HYDRUS-1D. V tabulce 11 jsou uvedeny extrémní parametry hydraulických funkcí, jedná se o svrchní variabilní horizont (horizont Ap) při jarním a letním odběru pro jednotlivé půdy. V tabulce 12 jsou uvedeny parametry hydraulických funkcí, které byly dříve opublikované a pro podpovrchové horizonty zadané v HYDRUS-1D.

Scénáře byly nasimulovány pro období března až října v letech 2007, 2008, 2009 a 2010. Jako okrajové podmínky byly nastaveny srážky, evapotranspirace výpočtem z maximálních a minimálních teplot, možná vrstva vody na povrchu než nastane povrchový odtok, byla nastavena na 0,5 cm. Simulace růstu kořenů byla nastavena do hloubky 90 cm. Pro simulaci scénářů bylo potřeba vložit další data, např. hloubka půdy, mocnosti horizontů, variabilní vlastnosti (tabulka 11).

Byl simulován kumulativní odtok dnem, kumulativní odtok na povrchu, kumulativní evapotranspirace a zásoba vody v profilu. Také byly vybrány body, kde byla vyčíslena tlaková výška a objemová vlhkost. V tabulce 13 jsou ukázány, v jaké hloubce byly pozorovací body vybrány.

Tabulka 10: Data potřebná pro simulaci

	Kambizem modální	Šedozezem modální	Hnědozezem modální
Hloubka (cm)	100	125	150
Horizonty (jejich hloubka v cm)	Ap (0-29), Bv (29-62), C (62-84)	Ap (0-25), Bth (25-44), Ck (44-125)	Ap1 (0-29), Ap2 (29-40), Bt1 (40-75), Bt2 (75-100), Ck (100-150)
Variabilní vlastnosti	Ap	Ap	Ap1
Před zhutnění	duben 2010	duben 2010	květen 2010
Po zhutnění	červenec 2010	červenec 2010	červenec 2010
Zdroj dat pro zadání zbývajících horizontů	Kodešová et al., Vadose Zone J. 2008	Kodešová et al., Vadose Zone J. 2008	Kodešová et al., Soil Till. Res. 2011a

Tabulka 11: Parametry hydraulických funkcí (variabilní vlastnosti)

půdní typ	odběr	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n	l	K_s (cm den ⁻¹)
Kambizem modální	květen	0,128	0,487	0,012	1,136	0,5	34,114
	červenec	0,247	0,393	0,011	1,880	0,5	20,629
Šedozem modální	duben	0,243	0,542	0,080	1,652	0,5	63,326
	červenec	0,156	0,378	0,051	1,244	0,5	22,108
Hnědozem modální	duben	0,005	0,466	0,022	1,176	0,5	65,611
	červenec	0,089	0,383	0,049	1,180	0,5	21,721

Tabulka 12: Parametry hydraulických funkcí dříve opublikované (Kodešová et al., 2008, 2011a)

půdní typ	horizont	hodnoty z článku					
		θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n	l	K_s (cm den ⁻¹)
Kambizem modální	Ap	0,291	0,465	0,024	1,636	0,5	10,500
	Bv	0,299	0,434	0,031	1,900	0,5	13,480
	C	0,146	0,367	0,023	1,456	0,5	7,490
Šedozem modální	Ap	0,047	0,418	0,037	1,122	0,5	55,630
	Bth	0,276	0,407	0,028	1,626	0,5	7,110
	Ck	0,152	0,442	0,027	1,348	0,5	22,800
Hnědozem modální	Ap1	0,024	0,391	0,026	1,108	0,5	24,048
	Ap2	0,178	0,364	0,071	1,451	0,5	25,15
	Bt1	0,273	0,413	0,051	1,530	0,5	87,62
	Bt2	0,262	0,392	0,068	1,943	0,5	21,222
	C	0,010	0,380	0,026	1,180	0,5	45,528

Tabulka 13: Pozorovací body v HYDRUS-1D

Kambizem modální	Šedozem modální	Hnědozem modální
Ap – 15 cm	Ap – 13 cm	Ap1 – 13 cm
Bv – 46 cm	Bth – 34 cm	Ap2 – 35 cm
C – 81 cm	Ck – 64 cm	Bt1 – 57 cm
		Bt2 – 88 cm
		Ck – 121 cm

5 VÝSLEDKY A DISKUSE

5.1 Základní statistické údaje základních půdních vlastností a stability půdní struktury

Základní statistické údaje vybraných půdních vlastností pro všechny tři půdní typy jsou uvedené v tabulkách 14, 15 a 16. Základní statistické údaje hydrofyzikálních vlastností pro všechny tři půdní typy jsou uvedené v tabulkách 17, 18 a 19.

Tabulka 14: Základní statistické parametry sledovaných půdních vlastností na kambizemi modální

	pH _{H2O}	pH _{KCl}	obsah humusu (%)	Q _{4/6}	WSA
rok 2007					
průměr	5,84	5,01	2,49	4,53	0,57
minimum	5,37	4,74	2,10	3,80	0,48
maximum	6,12	5,53	2,76	4,90	0,70
rozsah	0,75	0,79	0,66	1,10	0,22
rozptyl	0,09	0,09	0,06	0,18	0,01
sm.odch.	0,30	0,31	0,24	0,42	0,08
rok 2008					
průměr	5,67	5,05	2,78	4,99	0,47
minimum	5,41	4,86	2,47	4,64	0,39
maximum	6,14	5,33	3,03	5,32	0,52
rozsah	0,73	0,47	0,56	0,68	0,14
rozptyl	0,08	0,04	0,04	0,05	0,00
sm.odch.	0,28	0,19	0,21	0,22	0,05
rok 2009					
průměr	5,69	4,76	2,57	5,18	0,58
minimum	5,51	4,68	2,47	4,38	0,50
maximum	6,07	4,85	2,61	5,53	0,64
rozsah	0,56	0,17	0,14	1,15	0,14
rozptyl	0,05	0,01	0,00	0,25	0,00
sm.odch.	0,23	0,73	0,06	0,50	0,05
rok 2010					
průměr	5,79	4,72	2,15	4,97	0,57
minimum	5,62	4,46	1,76	4,01	0,46
maximum	5,91	5,12	2,60	5,62	0,75
rozsah	0,29	0,66	0,84	1,61	0,29
rozptyl	0,01	0,04	0,06	0,35	0,01
sm.odch.	0,08	0,21	0,24	0,59	0,09

Z tabulky 14 je vidět, že průměrná hodnota pH_{H2O} byla nejvyšší v prvním roce. Hodnota pH_{H2O} nám udává, že se jedná o půdu kyselou. Obsah humusu byl nejvyšší v druhém roce odběru. Jeho hodnota se pochybuje v rozmezí 2,5 – 3,0 %, což znamená, že obsah humusu je na dané lokalitě střední. Pokud jde o kvalitu humusu, tak je vidět, že na kambizemi modální je

humus méně kvalitní, protože hodnota $Q_{4/6}$ je vyšší než 4 a to ve všech rocích odběru. Stabilita agregátů byla nejnižší ve druhém roce. Na této půdě byla celková stabilita agregátů nižší.

Tabulka 15: Základní statistické parametry sledovaných půdních vlastností na šedozezi modální

	pH _{H₂O}	pH _{KCl}	obsah humusu (%)	$Q_{4/6}$	WSA
rok 2007					
průměr	7,67	7,18	2,26	3,74	0,59
minimum	7,33	7,05	1,97	3,00	0,43
maximum	7,97	7,32	2,53	4,23	0,70
rozsah	0,64	0,27	0,56	1,23	0,28
rozptyl	0,07	0,01	0,03	0,19	0,01
sm.odch.	0,27	0,12	0,19	0,44	0,11
rok 2008					
průměr	7,57	7,27	2,07	3,67	0,46
minimum	7,30	7,16	1,89	3,43	0,30
maximum	7,95	7,36	2,33	3,85	0,54
rozsah	0,65	0,20	0,44	0,42	0,23
rozptyl	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01
sm.odch.	0,23	0,08	0,15	0,17	0,09
rok 2009					
průměr	7,68	7,03	1,87	4,05	0,58
minimum	7,57	6,83	1,76	3,83	0,48
maximum	7,77	7,21	1,91	4,33	0,65
rozsah	0,20	0,38	0,15	0,50	0,17
rozptyl	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00
sm.odch.	0,08	0,14	0,06	0,21	0,07
rok 2010					
průměr	7,19	6,66	2,15	3,08	0,62
minimum	7,03	6,49	2,02	3,30	0,48
maximum	7,48	6,97	2,26	4,00	0,76
rozsah	0,45	0,48	0,24	0,70	0,28
rozptyl	0,03	0,04	0,01	0,07	0,01
sm.odch.	0,18	0,20	0,08	0,27	0,08

Z tabulky 15 je patrné, že pH_{H₂O} bylo nejnižší v posledním roce, naopak pH_{KCl} se v druhém roce nepatrně zvýšilo. Celkově se jedná o půdu slabě alkalickou. Obsah humusu byl nejvyšší v prvním roce. Celkově byl obsah humusu nižší než na kambizezi modální, ale pořád spadá do střední kategorie. Kvalita humusu je na šedozezi modální lepší než na kambizezi modální. Stabilita agregátů byla nejnižší v druhém roce. Stejně jako na kambizezi modální je i zde stabilita agregátů spíše nižší.

Tabulka 16: Základní statistické parametry sledovaných půdních vlastností na hnědozemi modální

	pH _{H2O}	pH _{KCl}	obsah humusu (%)	Q _{4/6}	WSA
rok 2007					
průměr	6,46	5,72	1,84	3,92	0,45
minimum	6,13	5,33	1,71	3,78	0,29
maximum	6,87	6,45	2,05	4,05	0,59
rozsah	0,74	1,12	0,34	0,27	0,31
rozptyl	0,07	0,21	0,02	0,01	0,01
sm.odch.	0,26	0,45	0,14	0,11	0,12
rok 2008					
průměr	6,68	6,21	1,72	3,90	0,44
minimum	6,57	6,03	1,61	3,80	0,36
maximum	6,93	6,40	1,87	4,05	0,52
rozsah	0,36	0,37	0,26	0,26	0,16
rozptyl	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
sm.odch.	0,13	0,15	0,11	0,10	0,05
rok 2009					
průměr	6,67	6,08	1,61	4,21	0,48
minimum	6,45	5,94	1,42	3,97	0,40
maximum	6,82	6,21	1,81	4,37	0,64
rozsah	0,37	0,27	0,39	0,40	0,24
rozptyl	0,02	0,01	0,03	0,10	0,01
sm.odch.	0,14	0,10	0,17	0,16	0,10
rok 2010					
průměr	6,47	5,87	1,35	3,84	0,43
minimum	6,06	5,35	1,18	3,36	0,22
maximum	6,94	6,35	1,47	4,09	0,53
rozsah	0,88	1,00	0,29	0,73	0,34
rozptyl	0,19	0,13	0,01	0,08	0,01
sm.odch.	0,31	0,37	0,09	0,28	0,12

Z tabulky 16 je vidět, že hodnoty pH_{H2O} a pH_{KCl} jsou v jednotlivých letech stejné. Celkově se jedná o půdu slabě kyselou. Obsah humusu s léty klesá. Celkově je zde obsah humusu nejnižší (1,6 až 2,0 %) ze všech třech půd. Spadá do kategorie nízký obsah. Kvalita humusu se během roku výrazně neměnila, ale je opět lepší než na kambizemi modální, ale naopak horší než na šedozemi modální. Stabilita agregátů byla ve všech letech stejná. Je zde nejnižší stabilita agregátů ze všech třech půd.

Tabulka 17: Základní statistické parametry sledovaných hydrofyzikálních vlastností na kambizemi modální

rok 2007	θ_{mom}	θ_{ns}	θ_{30}	θ_{MKK}	θ_{RVK}	ρ_d	P	P_k	P_n	V_z	K_{MKKVz}	K_{RVKVz}
průměr	23,88	38,07	35,71	34,07	29,06	1,53	40,82	29,13	5,11	16,94	6,75	11,76
minimum	13,00	31,37	29,07	27,03	23,27	1,45	38,48	23,27	1,05	4,54	2,23	5,43
maximum	34,82	43,32	39,92	38,29	33,92	1,59	43,65	33,92	9,41	28,44	11,51	17,75
rozsah	21,82	11,95	10,85	11,26	10,65	0,13	5,17	10,65	8,36	23,91	9,28	12,32
rozptyl	81,09	17,94	18,89	21,54	20,34	0,00	3,32	20,34	13,47	88,39	16,53	18,89
sm.odch.	9,01	4,24	4,35	4,64	4,51	0,05	1,82	4,51	3,67	9,40	4,07	4,35
rok 2008												
průměr	32,10	42,43	40,90	39,90	35,03	1,47	43,55	35,03	2,66	11,46	3,65	8,52
minimum	24,01	38,76	36,95	36,18	30,77	1,39	38,57	30,77	1,52	5,38	2,35	6,85
maximum	39,81	44,00	42,97	42,04	38,35	1,60	46,75	38,35	3,78	17,22	4,73	10,11
rozsah	15,80	5,24	6,02	5,86	7,58	0,21	8,18	7,58	2,26	11,84	2,39	3,26
rozptyl	41,12	3,69	4,73	4,92	7,37	0,01	7,63	7,37	0,88	20,84	1,26	2,36
sm.odch.	6,41	1,92	2,17	2,22	2,71	0,07	2,76	2,71	0,94	4,57	1,12	1,54
rok 2009												
průměr	22,72	34,06	32,35	31,01	26,97	1,54	40,51	26,97	8,16	17,79	9,50	13,54
minimum	5,09	29,11	26,57	24,58	20,47	1,49	38,22	20,47	0,93	1,73	1,55	4,49
maximum	38,44	39,81	39,23	38,62	35,68	1,60	42,64	35,68	12,42	33,13	13,79	18,39
rozsah	33,35	10,71	12,67	14,04	15,21	0,11	4,42	15,21	11,48	31,40	12,25	13,90
rozptyl	160,10	23,09	29,11	34,43	40,44	0,00	2,90	40,44	23,67	142,13	28,31	35,21
sm.odch.	12,65	4,81	5,40	5,87	6,36	0,04	1,70	6,36	4,87	11,92	5,32	5,93
rok 2010												
průměr	31,05	41,33	39,53	37,88	32,43	1,45	44,43	32,43	4,90	13,38	6,55	12,01
minimum	23,39	32,35	31,21	30,43	26,59	1,35	39,38	26,59	2,46	3,94	3,23	7,74
maximum	40,81	45,14	44,02	42,88	37,01	1,59	47,88	37,01	8,58	21,03	10,59	15,31
rozsah	17,42	12,79	12,80	12,45	10,42	0,24	8,50	10,42	6,12	17,08	7,36	7,57
rozptyl	46,59	18,49	18,94	18,43	14,53	0,01	6,05	14,53	5,93	36,76	6,55	6,02
sm.odch.	6,83	4,30	4,35	4,29	3,81	0,07	2,46	3,81	2,44	6,06	2,56	2,45

Tabulka 18: Základní statistické parametry sledovaných hydrofyzikálních vlastností na šedozevní modální

rok 2007	θ_{mom}	θ_{ns}	θ_{30}	θ_{MKK}	θ_{RVK}	ρ_d	P	P_k	P_n	V_z	K_{MKKvz}	K_{RVKvz}
průměr	22,78	36,19	33,19	31,05	26,07	1,51	40,51	26,07	7,32	17,73	9,46	14,44
minimum	12,98	29,46	27,70	25,55	21,57	1,31	33,30	21,58	0,44	3,52	0,89	3,30
maximum	29,78	43,19	38,34	35,73	30,00	1,69	48,39	30,00	12,53	30,28	16,45	22,78
rozsah	16,80	13,73	10,64	10,18	8,43	0,38	15,09	8,42	12,09	26,76	15,56	19,48
rozptyl	36,04	23,93	13,23	11,35	9,63	0,02	28,89	9,61	17,78	99,60	28,27	43,20
sm.odch.	6,00	4,89	3,64	3,37	3,10	0,14	5,37	3,10	4,22	9,98	5,32	6,57
rok 2008												
průměr	28,25	36,08	34,70	33,61	29,24	1,59	38,19	29,24	3,48	9,93	4,58	8,95
minimum	21,39	32,37	30,34	29,38	23,88	1,56	34,91	23,88	2,04	4,63	2,87	6,40
maximum	35,04	38,55	37,63	36,77	32,72	1,68	39,67	32,72	4,57	13,60	6,13	11,03
rozsah	13,65	6,18	7,28	7,39	8,84	0,12	4,76	8,84	2,52	8,97	3,26	4,62
rozptyl	24,10	4,80	5,81	5,95	9,40	0,00	3,09	9,40	1,15	16,13	1,91	4,08
sm.odch.	4,91	2,19	2,41	2,44	3,07	0,05	1,76	3,07	1,07	4,02	1,38	2,02
rok 2009												
průměr	21,18	32,49	30,15	28,10	23,42	1,55	40,07	23,42	9,42	18,39	11,47	16,16
minimum	3,85	28,98	25,57	21,44	15,32	1,50	38,73	15,32	2,15	3,33	2,75	6,10
maximum	35,41	37,01	36,58	35,98	32,63	1,60	41,38	32,63	15,02	36,74	19,15	25,26
rozsah	31,56	8,03	11,02	14,55	17,30	0,10	2,65	17,30	12,87	33,42	16,40	19,16
rozptyl	146,72	12,73	25,23	37,03	48,44	0,00	1,14	48,44	25,92	162,61	39,96	53,47
sm.odch.	12,11	3,57	5,02	6,09	6,96	0,04	1,07	6,96	5,09	12,75	6,32	7,31
rok 2010												
průměr	28,00	40,81	37,74	35,21	29,74	1,42	44,53	29,74	6,78	16,53	9,32	14,79
minimum	16,31	37,21	35,16	33,19	27,35	1,29	41,19	27,35	2,85	8,99	4,77	8,80
maximum	33,98	44,28	39,95	38,03	32,39	1,51	49,50	32,39	11,20	26,68	15,29	22,16
rozsah	17,68	7,07	4,80	4,85	5,04	0,22	8,31	5,04	8,35	17,69	10,52	13,35
rozptyl	45,11	6,02	2,29	4,46	4,45	0,01	10,67	4,45	9,52	61,33	15,96	21,57
sm.odch.	6,72	2,45	1,51	2,11	2,11	0,09	3,27	2,11	3,08	7,83	4,00	4,64

Tabulka 19: Základní statistické parametry sledovaných hydrofyzikálních vlastností na hnědozemi modální

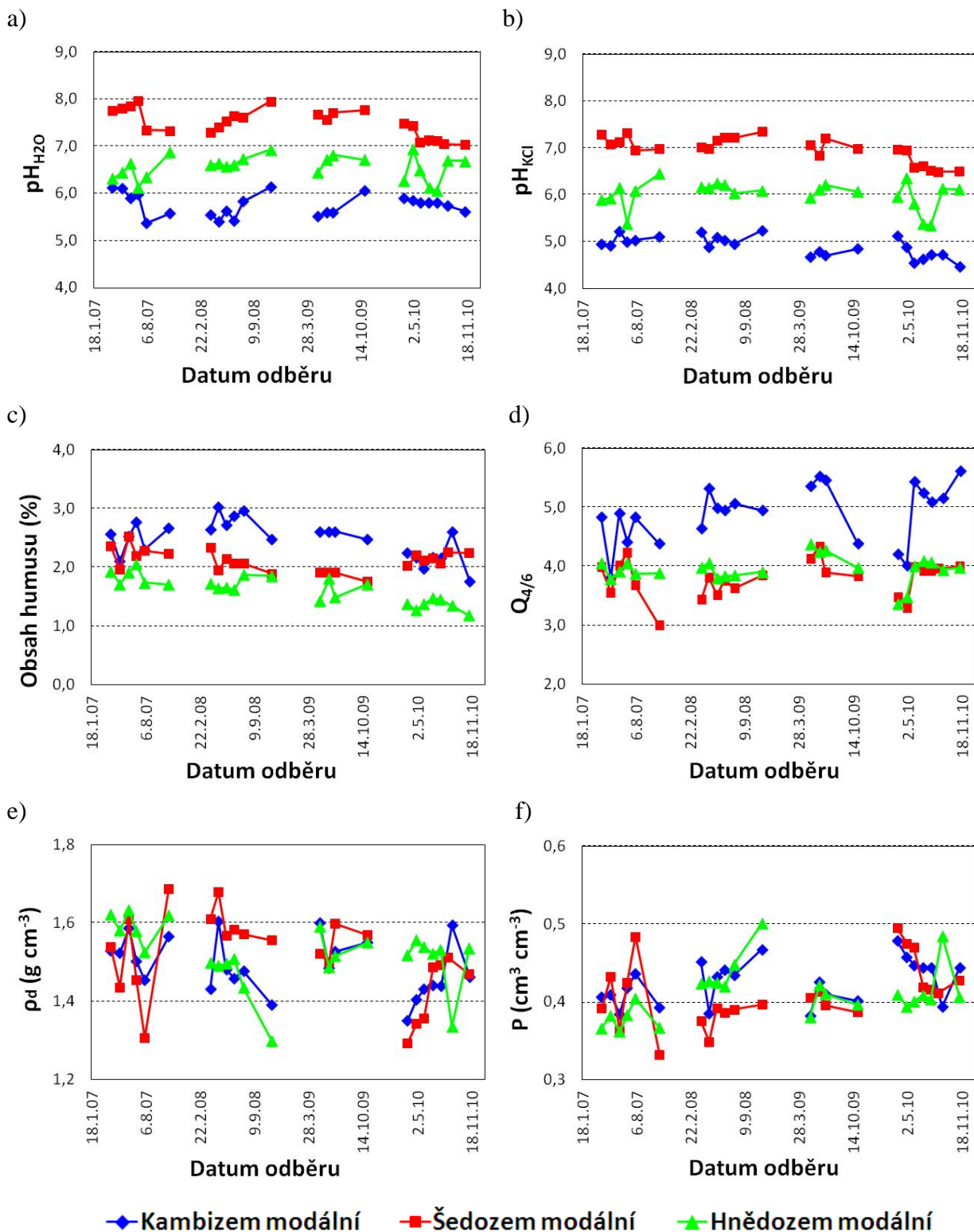
rok 2007	θ_{mom}	θ_{ns}	θ_{30}	θ_{MKK}	θ_{RVK}	ρ_d	P	P_k	P_n	V_z	K_{MKKVz}	K_{RVKVz}
průměr	24,82	33,27	31,83	30,91	27,88	1,59	37,78	27,88	5,95	12,96	6,86	9,89
minimum	14,76	28,17	26,96	25,29	22,60	1,52	36,24	22,60	2,17	5,78	3,12	5,90
maximum	30,93	36,51	35,79	34,54	30,81	1,63	40,45	30,81	10,21	23,52	10,95	13,79
rozsah	16,17	8,35	8,83	9,25	8,21	0,11	4,21	8,21	8,04	17,74	7,84	7,88
rozptyl	29,19	12,61	13,18	13,85	12,37	0,00	2,49	12,37	9,78	37,55	10,32	10,22
sm.odch.	5,40	3,55	3,63	3,72	3,52	0,04	1,58	3,52	3,13	6,13	3,21	3,20
rok 2008												
průměr	25,34	38,99	36,27	34,37	28,62	1,45	44,08	28,62	7,81	18,74	9,71	15,46
minimum	20,80	36,63	33,52	31,91	25,60	1,30	41,99	25,60	5,25	12,39	7,06	11,31
maximum	30,01	41,23	38,13	35,71	31,10	1,51	50,08	31,10	11,95	23,14	14,37	21,14
rozsah	9,21	4,60	4,61	3,81	5,50	0,21	8,09	5,50	6,69	10,75	7,31	9,83
rozptyl	13,09	3,42	2,93	2,40	3,52	0,01	9,65	3,52	5,92	18,41	7,30	12,32
sm.odch.	3,62	1,85	1,71	1,55	1,88	0,08	3,11	1,88	2,43	4,29	2,70	3,51
rok 2009												
průměr	19,99	32,92	30,50	28,70	24,39	1,54	40,25	24,39	9,75	20,26	11,55	15,86
minimum	3,79	27,16	24,09	21,66	17,80	1,49	38,10	17,80	3,01	2,20	3,48	6,29
maximum	37,47	37,87	36,66	36,18	33,38	1,59	42,18	33,38	14,01	34,31	16,44	20,89
rozsah	33,68	10,72	12,57	14,52	15,58	0,10	4,08	15,58	11,00	32,11	12,96	14,60
rozptyl	163,79	20,08	25,66	33,07	41,57	0,00	2,67	41,57	20,82	152,42	28,50	39,04
sm.odch.	12,80	4,48	5,07	5,75	6,45	0,04	1,63	6,45	4,56	12,35	5,34	6,25
rok 2010												
průměr	26,84	36,31	35,04	33,49	28,73	1,50	41,58	28,73	6,54	14,74	8,08	12,85
minimum	11,44	33,18	31,83	30,85	24,54	1,33	39,45	24,54	3,54	3,81	5,05	8,65
maximum	36,33	38,45	37,37	35,95	31,49	1,56	48,50	31,49	16,67	35,41	17,65	23,96
rozsah	24,89	5,27	5,53	5,09	6,96	0,22	9,05	6,96	13,13	31,60	12,60	15,32
rozptyl	99,37	3,54	4,34	3,77	6,61	0,01	8,85	6,61	20,57	143,47	18,89	26,30
sm.odch.	9,97	1,88	2,08	1,94	2,57	0,07	2,98	2,57	4,54	11,98	4,35	5,13

Z tabulek 17, 18 a 19 je patrné, že vlhkostní charakteristiky, vzdušné charakteristiky i charakteristiky pórovitosti byly velmi variabilní. Když se podíváme na maximální a minimální hodnoty, tak je vidět, že se hodnoty během let hodně měnily. Hodnoty jednotlivých charakteristik byly určitě ovlivněny klimatickými podmínkami v době odběru.

Jediné co se výrazně neměnilo během roku, byla objemová hmotnost ρ_d . Její hodnota se pohybuje v rozmezí od 1,30 do 1,60 g.cm⁻³.

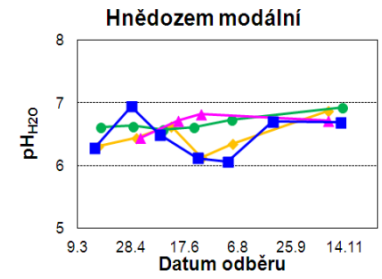
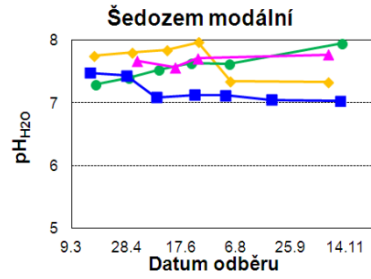
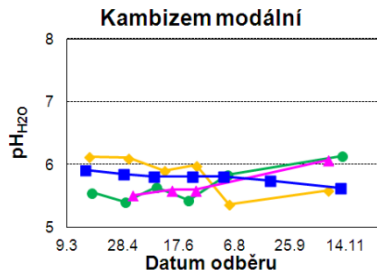
5.2 Sezónní variabilita základních půdních vlastností

Na obrázcích 13 a – f jsou graficky zobrazeny sezónní průběhy vybraných základních půdních vlastností na třech půdních typech. Na obrázcích 14 a – f je graficky zobrazeno srovnání mezi jednotlivými roky u vybraných základních půdních vlastností.

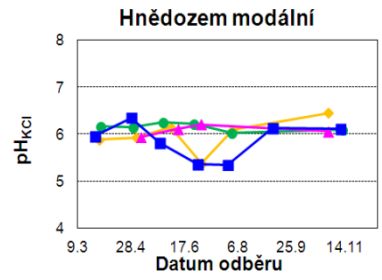
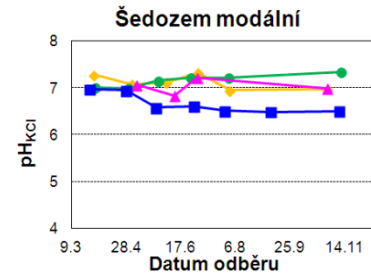
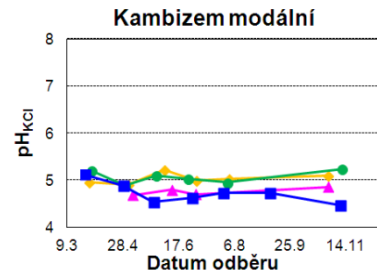


Obrázek 13: Sezónní variabilita základních půdních vlastností: a) pH_{H_2O} , b) pH_{KCl} , c) obsah humusu, d) kvalita organické hmoty ($Q_{4/6}$), e) objemová hmotnost (ρ_d), f) pórovitost (P)

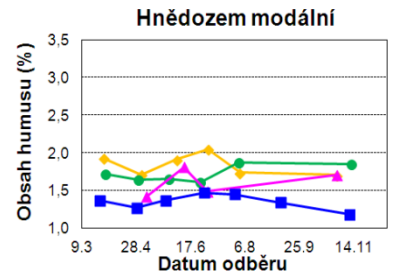
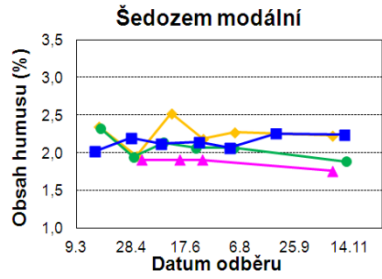
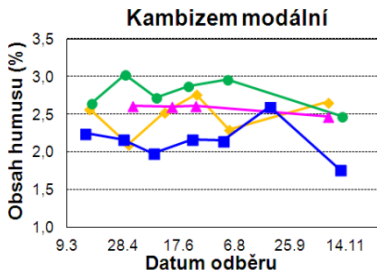
a)



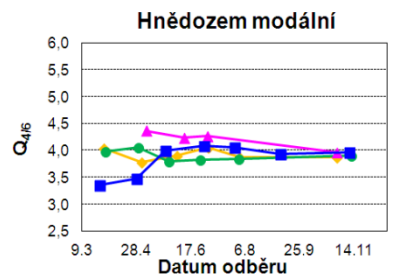
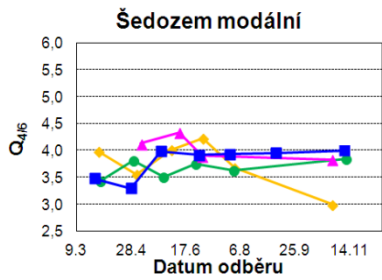
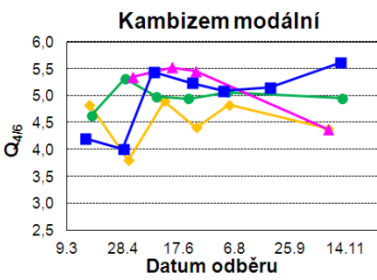
b)



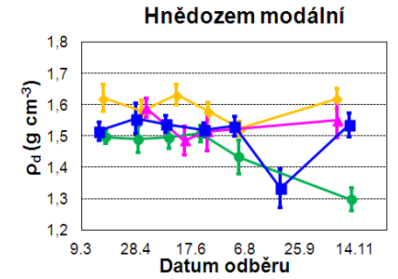
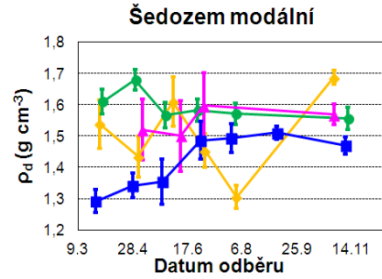
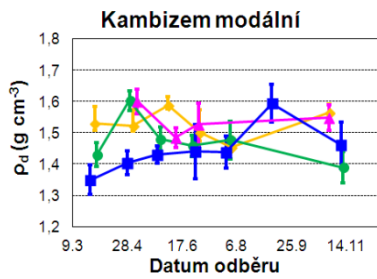
c)



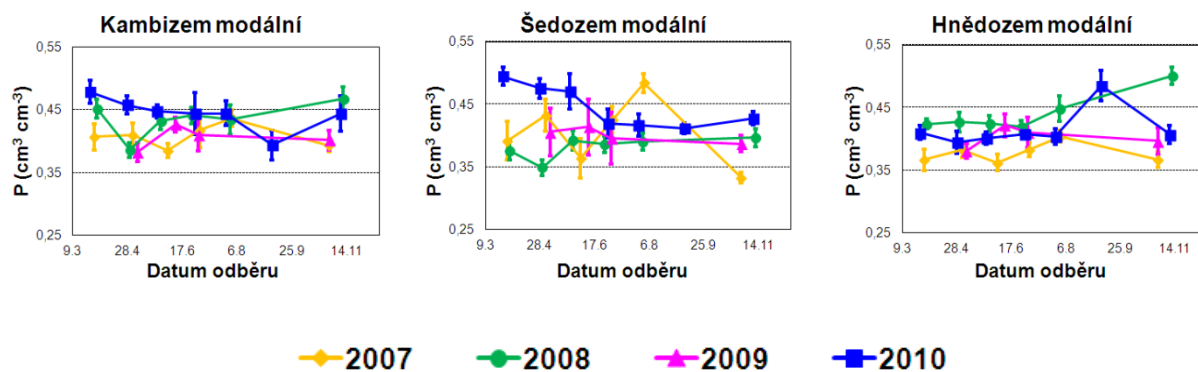
d)



e)



f)



Obrázek 14: Porovnání sezónní variability a) pH_{H_2O} , b) pH_{KCl} , c) obsah humusu, d) kvalita organické hmoty ($Q_{4/6}$), e) objemová hmotnost (ρ_d), f) pórovitost (P) pro hodnoty naměřené v různých letech. Prezentované datové body a chybové úsečky jsou průměrné hodnoty. Chybové úsečky nejsou zobrazeny na homogenizovaných vzorcích půdy.

Hodnoty pH_{H_2O} a pH_{KCl} měly podobné trendy v rámci každého roku (obrázek 13 a, b). Při srovnání dat mezi jednotlivými půdami (tabulka 20) se ukázalo, že bližší vztah byl pouze pro pH_{KCl} u šedozemě modální a kambizemě modální. Vývojové trendy u půd během čtyř let jsou také vidět na obrázcích 14 a, b. Obecné trendy hodnot pH během sledovaného období byly podobné a relativně stabilní. Nejnižší hodnoty pH byly naměřeny na kambizemi modální, které vyplývají z mineralogického složení substrátu (pararula). Substrát u půd hnědozemě modální a šedozemě modální je stejný (spraš), ale povrchový horizont u šedozemě obsahoval 0,1% $CaCO_3$, zatímco u hnědozemě žádný $CaCO_3$ obsažen v povrchových horizontech nebyl (Kodešová, et al., 2011b). Z tohoto důvodu byly hodnoty pH vyšší u šedozemě než u hnědozemě.

Podobné trendy na všech půdách byly patrné u obsahu humusu v roce 2007 (obrázek 13 c). Mezi trendy pro jednotlivé půdy nebyla žádná podobnost (obrázek 14 c). Klesající trend u hodnot organické hmoty byl pozorován na hnědozemi modální v průběhu všech let. Klesající trend byl také pozorován u kambizemě modální v posledních třech letech. Nejvyšší hodnoty obsahu humusu byly naměřeny v kambizemi modální a nejnižší v hnědozemi modální. Kvalita organické hmoty v půdě měla stejné trendy pro všechny půdy (obrázek 13 d, tabulka 20). Hodnoty na sprašových půdách byly téměř totožné, zatímco na kambizemi modální byly hodnoty podstatně vyšší. To znamená, že kvalita organické hmoty na sprašových půdách byla daleko lepší než na kambizemi, kde byla naopak nejhorší.

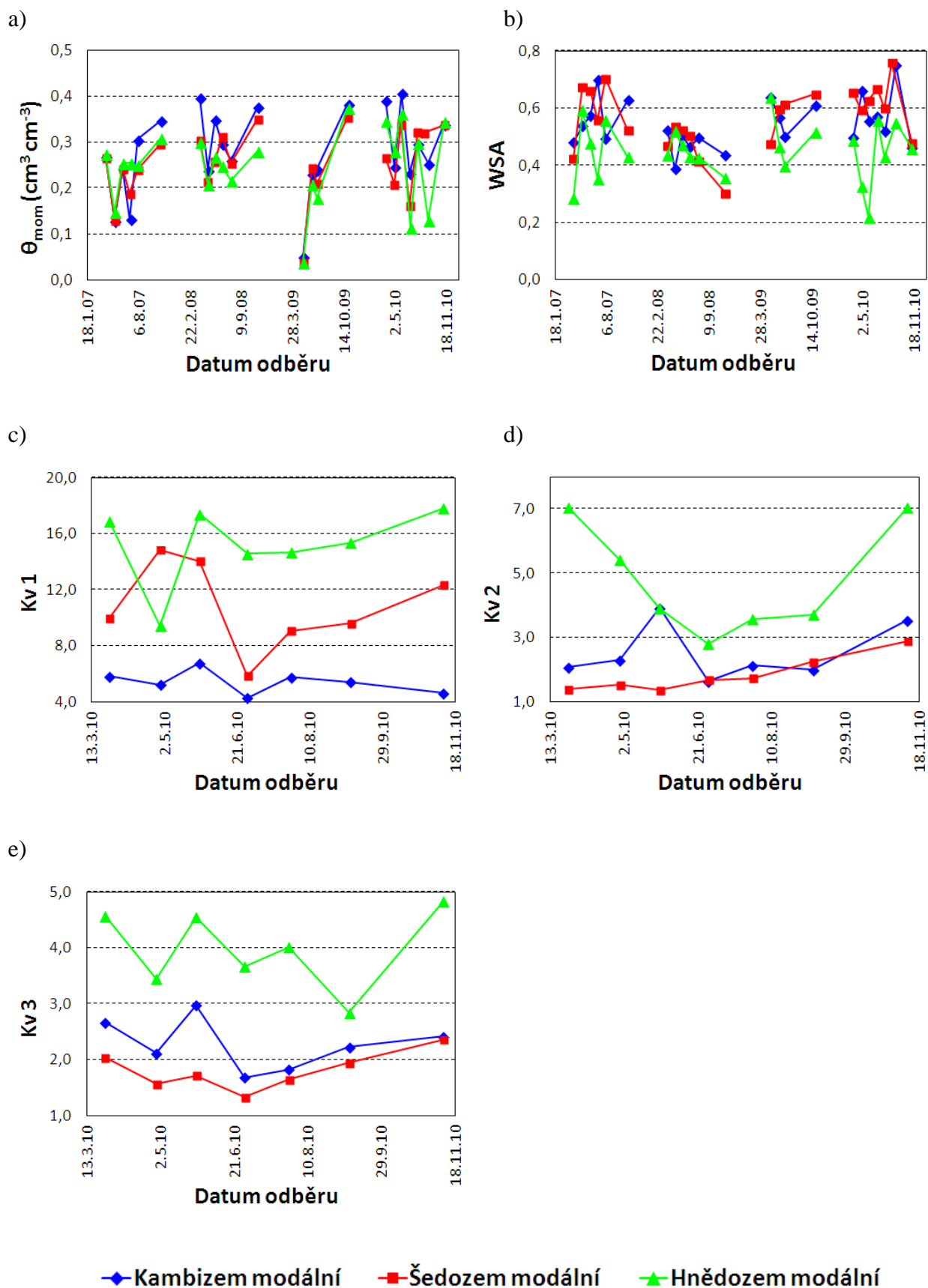
Objemová hmotnost (obrázek 13 e) vykazuje v rámci každého roku podobné trendy skoro u všech půd. Při porovnání dat (tabulka 20) se ukázal bližší vztah pouze u kambizemě modální a šedozemě modální. Hodnoty objemové hmotnosti pro všechny půdy se významně lišily v průběhu prvního roku. To odráží dopad dešťových kapek, které způsobily vyšší hodnoty

objemové hmotnosti a dopady růstu kořenů a jiné biologické aktivity, což mělo za následek snížení hodnot objemové hmotnosti, jak je popsáno u Schwen et al. (2011a,b). Objemová hmotnost klesala mezi jarním a letním obdobím. Stejný jev také popsal Bormann a Klassen v roce 2008. Vzhledem k tomu, že pórovitost je těsně spojená s objemovou hmotností, byly u pórovitosti pozorovány opačné trendy (obrázek 13 f).

5.3 Sezónní variabilita stability půdní struktury

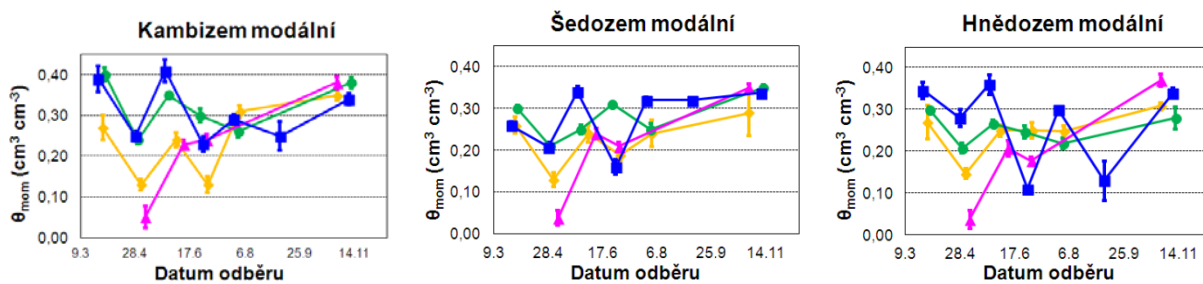
Na obrázcích 15 a – e jsou graficky zobrazeny sezónní průběhy momentální vlhkosti (θ_{mom}) a stability půdní struktury (index WSA a $Kv1, 2, 3$) na třech námi vybraných půdních typech. Stabilita agregátů pomocí indexu WSA byla stanovena pro všechny čtyři roky, pomocí koeficientu vulnerability pouze pro rok 2010. Na obrázcích 16 a, b je graficky zobrazeno srovnání mezi jednotlivými roky u momentální vlhkosti a stability půdní struktury. V tabulce 20 jsou znázorněny korelační koeficienty mezi jednotlivými půdními vlastnostmi na různých půdních typech.

Obrázky 15 a, b ukazují skutečný obsah půdní vody v době odběru a index ve vodě stabilních agregátů (WSA). Momentální vlhkost a stabilita agregátů vykazovala podobný trend ve všech letech odběru na všech půdách. Velmi podobné trendy byly pozorovány na obou sprašových půdách. Nicméně užší korelace nebyla prokázána (tabulka 20). Rozdílné trendy byly zjištěny mezi jednotlivými roky (obrázek 16 a, b). Například, vyšší stabilita agregátů a také větší rozsahy hodnot byly získány v roce 2007 oproti hodnotám v roce 2008. Tvrdili jsme, že to bylo způsobeno nižší momentální vlhkostí pozorovanou v roce 2007, než ve stejném období v roce 2008 (Jirků, et al., 2010). Nicméně tato hypotéza nebyla prokázána během těchto dvou let, s výjimkou hnědozemě modální (tabulka 21). Stabilita půdních agregátů závisí na stupni vývoje kořenového systému, hospodaření, klimatických podmínkách. Ve všech případech byla stabilita agregátů pozitivně ovlivněna růstem kořenů a negativně ovlivněna v létě dešťovými srážkami. Celková stabilita se během vegetačního období v roce 2007 u kambizemě modální zvýšila. To by mohlo být zapříčiněno pozitivním dopadem růstu kořenů (kořeny zahájily tvorbu, kořenové exudáty a mikrobiální aktivita stimulovala produkci huminového cementu (Hillel, 2004)).

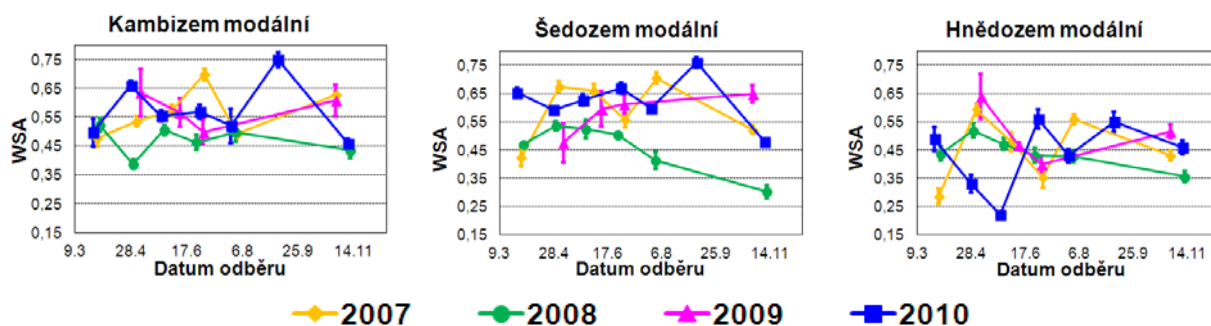


Obrázek 15: Sezónní variabilita a) momentální vlhkost (θ_{mom}), b) ve vodě stabilní agregáty (index WSA), c – e) stabilita agregátů vyjádřená koeficientem vulnerability (Test 1, 2, 3)

a)



b)



Obrázek 16: Porovnání sezónní variability a) momentální vlhkost (θ_{mom}), b) ve vodě stabilní agregáty (index WSA) pro hodnoty naměřené v různých letech. Prezentované datové body a chybové úsečky jsou průměrné hodnoty

Stabilita půdních agregátů se na šedozemi modální a hnědozemi modální zvyšovala v průběhu dubna v roce 2007, kdy byly zaznamenány velmi nízké srážky. Poté stabilita agregátů během dvou měsíců klesala v důsledku zranitelnosti agregátů dešťovými srážkami. Celkový pokles stability byl nižší u šedozemě než u hnědozemě, to mohlo být způsobeno vyšším obsahem organické hmoty v šedozemi. Ve studii Kodešová et al. (2011a) bylo popsáno, že v ornici hnědozemě modální je struktura půdy velice citlivá na dešťové srážky. Nízká stabilita agregátů na povrchu půdy vede ke snadnému rozbití agregátů a k tvorbě krusty na povrchu půdy. Důvodem, proč srážky neměly téměř žádný rušivý vliv na půdní agregáty v kambizemi modální, může být i větší množství půdní organické hmoty (obrázek 13 c) a přítomnost volných oxidů železa v této půdě (Kodešová et al., 2009a). V roce 2008 byla pozorována nižší a relativně stabilní stabilita půdních agregátů. V roce 2010 nejvíce oscilovala stabilita agregátů u hnědozemě modální, naopak u šedozemě nebyly změny v průběhu roku tak velké v důsledku nižší zranitelnosti agregátů. Nejnižší stabilita byla prokázána u všech půd v zimních měsících. Chan et al. (1994) zjistil stejný trend klesající stability v zimních měsících a zdůvodňuje to vyšším obsahem půdní vody.

Na obrázku 15 c je vidět, že nejvíce stabilní půdní agregáty při prudkém ovlhčení byly na kambizemi modální. Naopak nejméně stabilní byly agregáty na hnědozemi modální. Šedozem

modální měla opačný vývoj než hnědozem modální, ale na konci roku se stabilita půdních agregátů pozvolna zhoršovala na obou půdách. Na obrázku 15 d je znázorněna stabilita půdních agregátů při pomalém ovlhčování. Nejméně náchylné agregáty na pomalé ovlhčování byly na šedozemi modální, kde se stabilita od začátku roku pozvolna zhoršovala. Kambizem modální měla podobný vývojový trend jako šedozem modální. Na hnědozemi modální došlo uprostřed sezóny ke stabilizaci půdní struktury. Po orbě byl agregát opět daleko náchylnější k destrukci. Na obrázku 15 e je vidět, že nejvíce stabilní půdní agregáty při mechanické destrukci byly na šedozemi modální, naopak nejméně stabilní agregáty byly na hnědozemi modální. To mohlo být ovlivněno pískovými zrny, která nejsou vyjmuta z výpočtu K_v . Všechny tři půdy měly podobný vývojový trend. Na začátku roku se stabilita zvyšovala, následně snižovala a v letních měsících se opět zvýšila. Ke konci roku byla stabilita opět nižší.

Pokud budeme porovnávat obě metody (ve vodě stabilní agregáty - index WSA a koeficient vulnerability - K_v) zjistíme, že na žádné půdě nebyly nalezeny žádné vztahy mezi indexem ve vodě stabilních agregátů a koeficienty vulnerability. Ačkoliv by se měl WSA index shodovat s $K_v I$, protože se jedná o stejné destrukční mechanismy. Na kambizemi a hnědozemi modální byly prokázány méně průkazné vztahy mezi koeficienty vulnerability. Na šedozemi modální nebyl prokázán vztah žádný, pouze se potvrdil stejný vývojový trend u WSA indexu a koeficientu vulnerability – $K_v I$. Je tedy zřejmé, že existuje určitý vztah mezi těmito dvěma metodami. Úzký vztah mezi WSA indexem a hodnotou $K_v I$ byl pro různé půdní typy potvrzen Kodešovou et al. (2009).

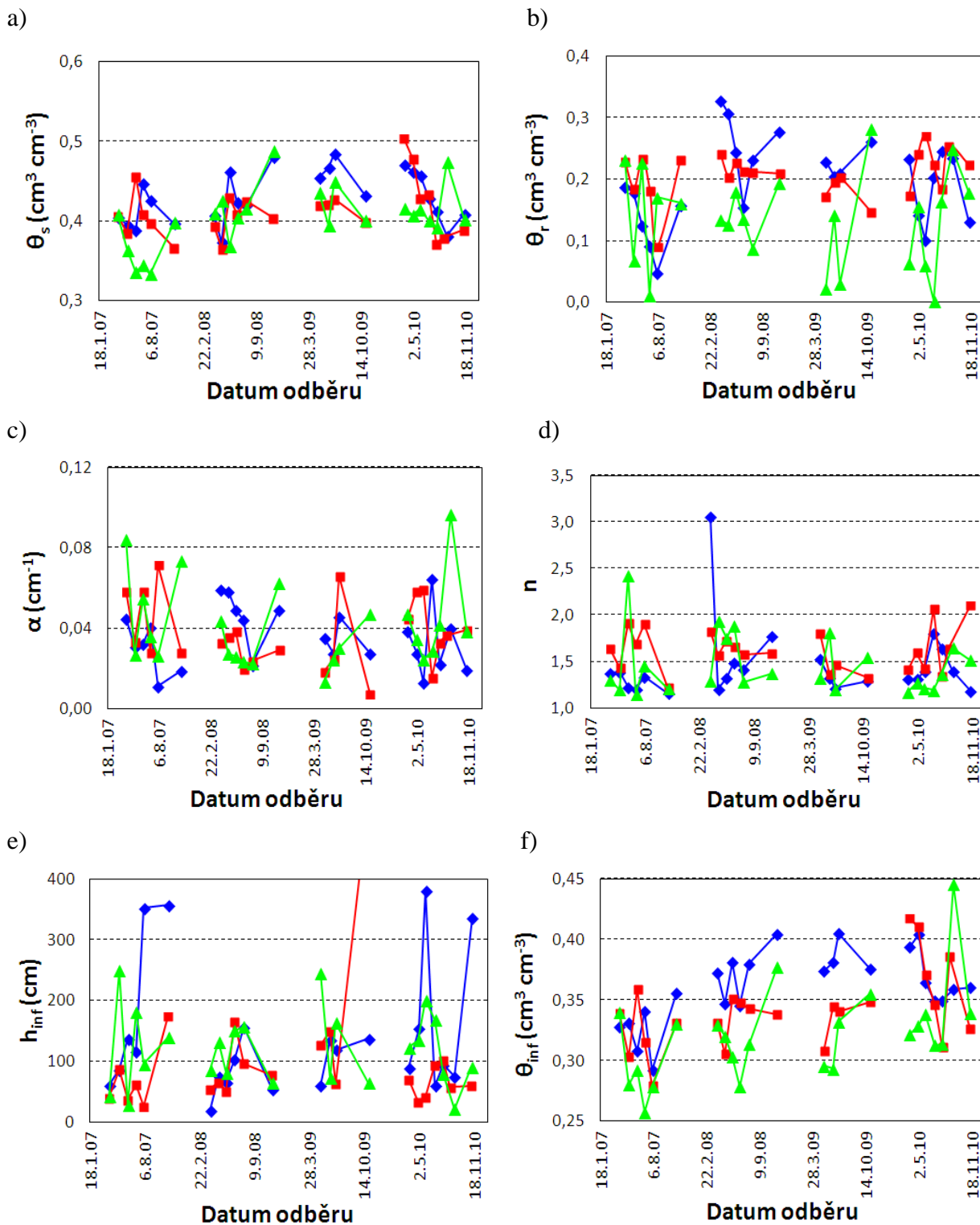
Tabulka 20: Korelační koeficienty mezi hodnotami (pH_{H_2O} , pH_{KCl} , obsah humusu, $Q_{4/6}$, momentální vlhkost, objemová hmotnost, ve vodě stabilní agregáty), parametry van Genuchtena: θ_s , θ_r , α , n a charakteristiky inflexního bodu: tlaková výška v inflexním bodě (h_{inf}), objemová vlhkost v inflexním bodě (θ_{inf}), sklon křivky v inflexním bodě (S_{inf}), nenasycená hydraulická vodivost (K) a nasycená hydraulická vodivost (K_s) měřené na různých lokalitách ve stejném čase

půdní typ / proměnné	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	obsah humusu	$Q_{4/6}$	WSA	θ_{mom}	ρ_d	K
Kambizem modální – Šedozem modální	0,430	0,680	-0,098	0,604	0,444	0,846	0,580	0,367
Kambizem modální - Hnědozem modální	-0,123	0,338	0,568	0,670	0,095	0,567	0,257	0,530
Hnědozem modální – Šedozem modální	0,130	0,248	0,104	0,664	-0,368	0,762	-0,046	-0,161
půdní typ / proměnné	θ_s	θ_r	α	n	h_{inf}	θ_{inf}	S_{inf}	K_s
Kambizem modální – Šedozem modální	0,583	0,135	-0,250	0,239	-0,014	0,552	0,451	-0,352
Kambizem modální - Hnědozem modální	0,209	0,120	0,073	-0,197	0,100	-0,148	0,322	-0,190
Hnědozem modální – Šedozem modální	-0,073	0,051	0,105	0,214	-0,068	-0,104	0,319	-0,192

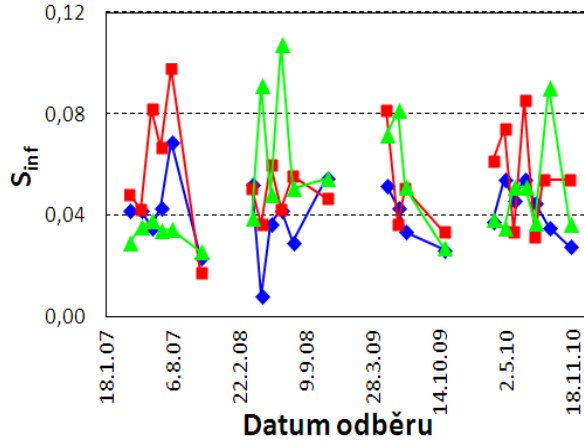
5.4 Sezónní variabilita hydraulických vlastností půd

5.4.1 Retenční čára

Na obrázku 17 a – g jsou graficky zobrazeny sezónní průběhy hydraulických vlastností půd na třech námi vybraných půdních typech. Na obrázku 18 a – f je graficky zobrazeno srovnání mezi jednotlivými roky u hydraulických vlastností.



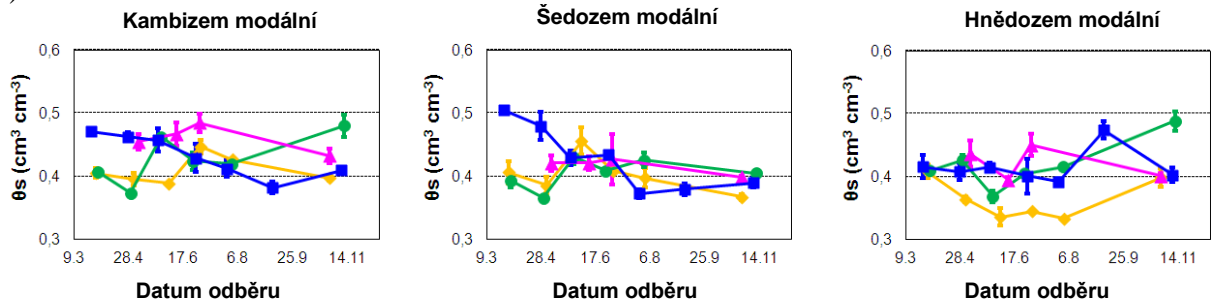
c)



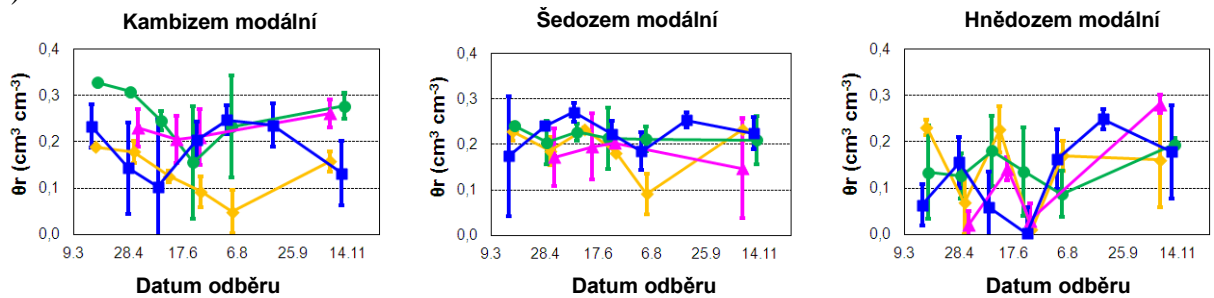
◆ Kambizem modální ■ Šedozem modální ▲ Hnědozem modální

Obrázek 17: Sezónní variabilita parametrů van Genuchtenovy funkce: a) nasycená vlhkost (θ_s), b) reziduální vlhkost (θ_r), c) parametr α , d) parametr n , e) tlaková výška v inflexním bodě (h_{inf}), f) objemová vlhkost v inflexním bodě (θ_{inf}), g) sklon křivky v inflexním bodě (S_{inf})

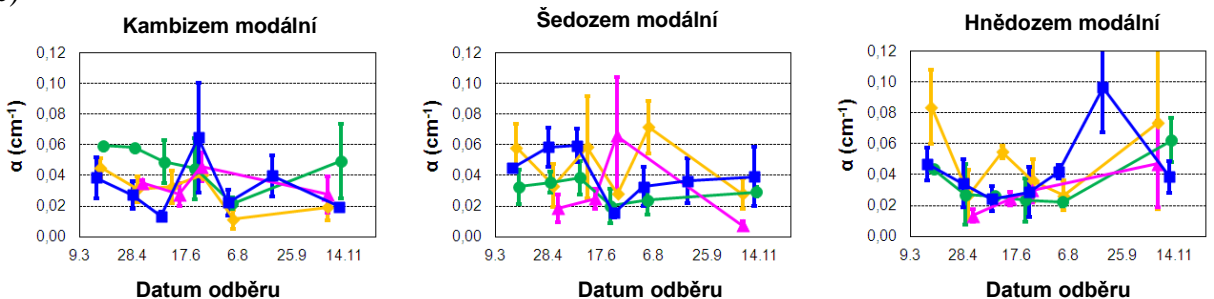
a)

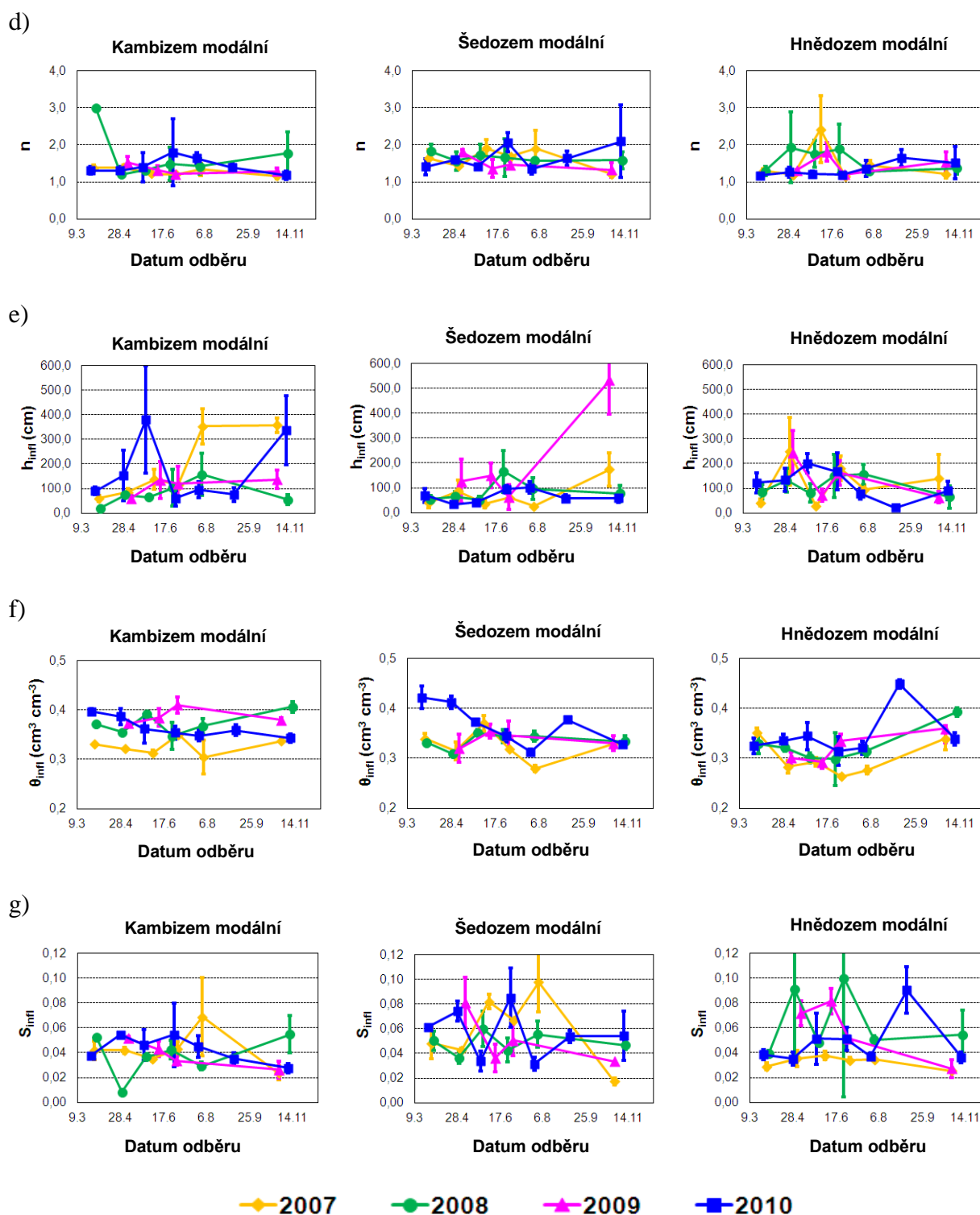


b)



c)





Obrázek 18: Porovnání sezónní variability a) nasycená vlhkost (θ_s), b) residuální vlhkost (θ_r), c) parametr α , d) parametr n , e) tlaková výška v inflexním bodě (h_{inf}), f) objemová vlhkost v inflexním bodě (θ_{inf}), g) sklon křivky v inflexním bodě (S_{inf}) pro hodnoty naměřené v různých letech. Prezentované datové body a chybové úsečky jsou průměrné hodnoty.

Jak se dalo očekávat, tvary retenčních čar byly v čase velice pestré z různých důvodů: konsolidací půdy, zhutněním půdy po dešti, růstem kořenů, zničením porézního systému obděláváním půdy apod. Konsolidace půdy a zhutnění má za následek pokles makroporozity (gravitačních pórů a větších kapilárních pórů) a zvýšení mikroporozity (Alaoui et al., 2011). Díky růstu kořenů se provzdušňovala půda a zvýšil se podíl větších kapilárních pórů (Kodešová et al., 2011a). Zpracováním půdy se značně změnil celý porézní systém.

Variabilní retenční čáry půdní vlhkosti mají za následek zcela proměnné parametry, které charakterizují jejich tvary. Obrázek 17 ukazuje parametry van Genuchtenovy funkce θ_s , θ_r , α , n a charakteristiky inflexního bodu: tlaková výška (h_{inf}), objemová hmotnost (θ_{inf}), sklon křivky (S_{inf}). Hodnoty θ_s (obrázek 17 a) se výrazně měnily v průběhu všech let. Podobné trendy byly pozorovány u kambizemě modální a šedozemě modální (tabulka 20). Nebyly prokázány trendy mezi jednotlivými roky (obrázek 18 a). Zvyšující se trendy během celého období byly zaznamenány u hnědozemě modální. Hodnoty θ_r byly velice variabilní a nebyla pozorována žádná podobnost mezi půdami ani mezi roky (tabulka 20). V některých případech byly získané hodnoty θ_r vysoké, protože pokusy mohly být provedeny pouze při tlakových výškách 0 až -1 000 cm. Hodnoty θ_r byly optimalizovány tak, aby nejvhodněji vyhodnocovaly retenční data. To je pravděpodobně důvod, proč standardní odchylky v některých případech vykazují vysokou variabilitu dat pro konkrétní datum vzorkování půdy (obrázek 18 b).

Hodnoty α (což se předpokládá, že je převrácená hodnota ke vstupní hodnotě vzduchu u retenční čáry) a hodnoty n (která se vztahuje na sklon retenční čáry v inflexním bodě) byly velmi variabilní (obrázek 17 c, d). Je to v protikladu se studií Schwen et al., 2011b, který prokázal nízkou variabilitu pro parametr n . Předpokládá se, že parametr n vykazuje nízkou časovou variabilitu, protože více souvisí s půdní texturou než půdní strukturou. V našem případě byl experiment proveden pro tlakové výšky 0 a -1000 cm, proto struktura půdní matrice (také půdní textura) hrála menší roli a hlavní roli sehrála půdní struktura, která ovlivnila parametr n . Je třeba také říci, že i zdánlivě nízká variabilita parametru n může mít za následek značně odlišný tvar retenční čáry. Největší vliv parametru n na tvar retenční čáry je mezi hodnotou 1 a 2. Žádná podobnost mezi půdami a mezi roky nebyla nalezena (tabulka 20, obrázek 18 c, d).

Obrázek 17 e, f, g zobrazuje tlakovou výšku, objemovou vlhkost a sklon retenční čáry v inflexním bodě. Tyto vlastnosti mohou být použity pro posouzení struktury půdy, distribuce a velikosti pórů a retenční schopnost (Dexter a Bird, 2001, Dexter a Richard, 2009). Všechny tři hodnoty byly opět velice variabilní. Podobně jako Bamberg et al. (2011) ani my nenalezli žádný patrný sezónní trend u hodnot S_{inf} . Ale je potřeba zmínit, že naše výsledky u některých půdních vzorků ukázaly vyšší variabilitu (viz odchylky na obrázku 18 e, f, g) než variabilitu během sledovaného období. Byly pozorovány určité podobné trendy mezi hodnotami θ_{inf} a S_{inf} na

kambizemi modální a šedozezi modální (tabulka 20). Byl pozorován rostoucí trend hodnot θ_{inf} během celého období (obrázek 17 f) u hnědozemě modální a během prvním třech let i u kambizemě modální, což naznačuje rostoucí retenční schopnost (asociace s rostoucím trendem hodnot θ_s).

Obrázek 18 ukazuje většinou poměrně nízkou variabilitu parametrů van Genuchtena (použití třech půdních vzorků pro měření hydraulické vodivosti bylo v tomto případě adekvátní). Nicméně, v některých případech velká variabilita parametrů naznačuje, že by bylo lepší analyzovat větší množství vzorků půdy.

Vizuální srovnání obrázku 17 g a obrázku 15 b ukazuje, že hodnota S_{inf} se v mnoha případech zvýšila (snížila), když se také zvýšila (snížila) hodnota WSA indexu. To by mohlo být v souladu se S-teorií, kterou prezentovali Dexter (2004), Dexter a Czyz (2007), Dexter a Richards (2009). Oni navrhli, že fyzikální kvalita půdy může být popsána pomocí určitých hodnot S_{inf} (viz kapitola 2.5.1.2). Větší sklon retenční čáry ukazuje lepší fyzikální kvalitu půdy, které se mohou asociovat s vyšší stabilitou agregátů. Změny obou hodnot nebyly konzistentní a přímý vztah nebyl statisticky prokázán (tabulka 21).

5.4.2 Hydraulické vodivosti

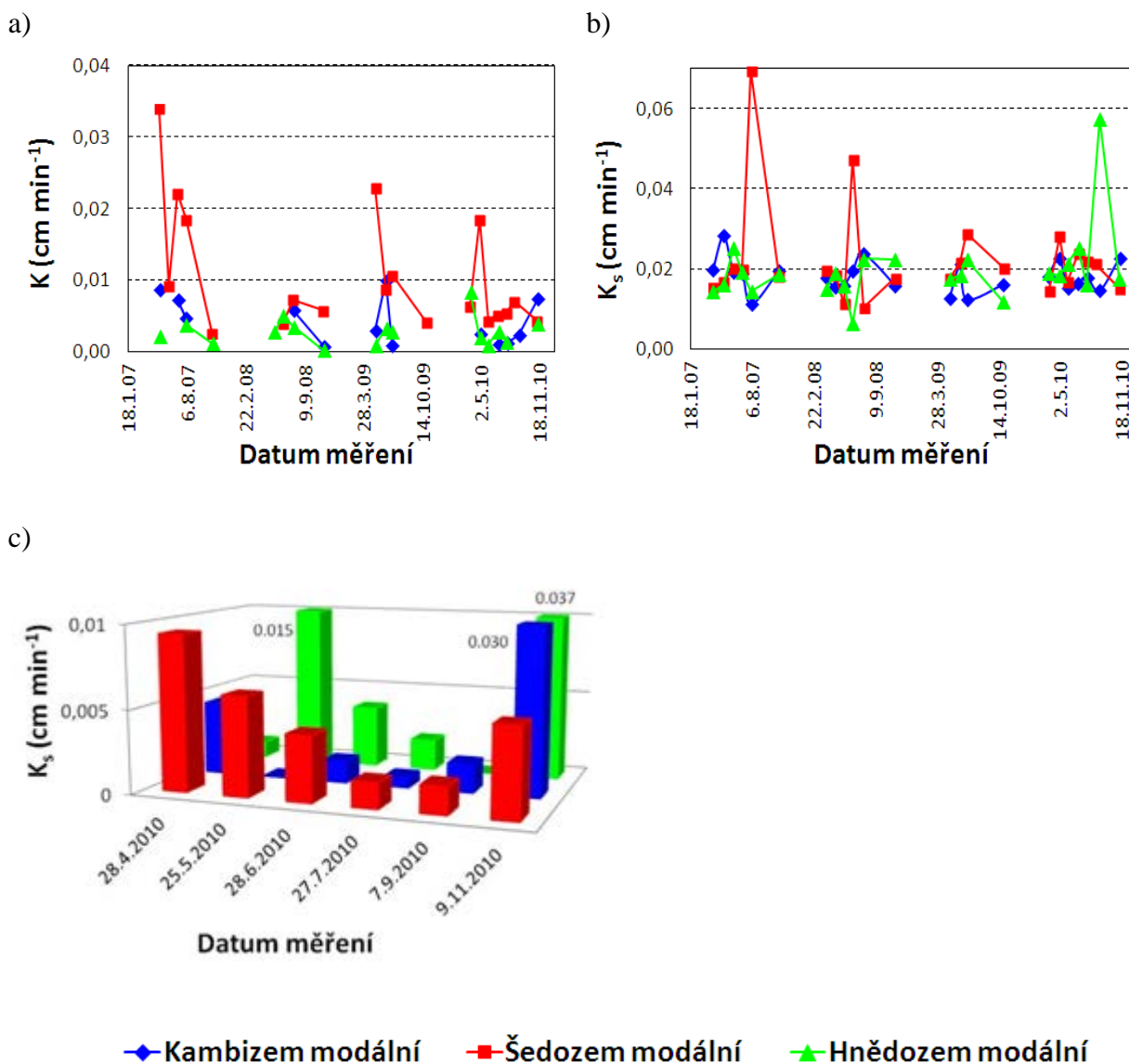
Na obrázku 19 a, b, c jsou znázorněny průběhy nenasycené hydraulické vodivosti (K) měřené v terénu pomocí minidiskových infiltrometrů při nastavené tlakové výšce -2 cm, nasyčené hydraulické vodivosti (K_s) hodnocené pomocí experimentu multi-step outflow a nasyčené hydraulické vodivosti (K_s) měřené v terénu pomocí Guelphského permeametr v roce 2010.

Rychlost infiltrace měřená minidiskovými infiltrometry byla ovlivněna momentální vlhkostí v době měření. V některých případech nebyla změřena žádná infiltrace vzhledem k vysokému obsahu vody v půdě v době měření (obrázek 19 a) (v obrázku chybí hodnoty).

Obrázek 19 b znázorňuje hodnoty K_s změřené v laboratoři. Hodnoty K_s byly vždy vyšší, než jsou změřené hodnoty K v terénu při tlakové výšce -2 cm. Toto se potvrdilo i nám na všech třech půdních typech, pouze na šedozezi modální na začátku roku 2007 to bylo obráceně. To by mohlo být dáno tím, že tok vody mohl být ovlivněn preferenčním prouděním ve velkých kapilárních pórech (dopad velkých kapilárních pórů v této půdě byl sledován Kodešovou et al., 2008). Propustnost spodní porézni keramické destičky v tempské cele pravděpodobně sníží tento efekt při měření vlastností půdy v laboratoři. Dalším důvodem je nejistota obou naměřených hodnot. Různé metody pro měření půdních hydraulických vodivostí mohou způsobit značně odlišné výsledky (Gribb et al., 2004). Rozdíly jsou způsobeny typem experimentu (laboratorní

versus polní měření, velikost vzorku, dimenze vodního toku, naměřená data) a matematickými metodami (modelové předpoklady, analytický a numerický přístup). V našem případě byly parametry α a n získané v laboratoři pomocí multi-step outflow experimentu použity pro výpočet hodnot K naměřených v terénu.

Na obrázku 19 c jsou vidět průběhy nasycené hydraulické vodivosti K_s v roce 2010 na všech třech půdních typech. U šedozemě modální je vidět trend, který jsme předpokládali. V průběhu léta se vodivost snižovala, po orbě došlo opět ke zvýšení vodivosti. Toto je ve finále patrné i na zbylých dvou půdách.



Obrázek 19: Sezónní variabilita a) nenasyčená hydraulická vodivost (K) měřená za použití minidiskového infiltrometru, b) nasycená hydraulická vodivost (K_s) měřená pomocí experimentu multi-step outflow, c) nasycená hydraulická vodivost (K_s) měřená za použití Guelphského permeamtru v roce 2010

Celkově jsou hodnoty vodivosti velice variabilní po celou dobu sledování. Hodnoty K nejvíce oscilují na jaře a na konci měření. To bychom mohli přičíst nízké konsolidaci půdního materiálu. V případě hodnot K_s byla větší variabilita pozorována v letních měsících, to by mohlo být ovlivněno biologickou aktivitou (např. kanály vytvořené různými organismy). Nebyly zjištěny žádné zjevné trendy mezi různými půdami (tabulka 20). To je rozdíl oproti mnoha studiím, které se zabývají časovou variabilitou nasycené a nenasycené vodivosti.

5.5 Vztah mezi hodnocenými půdními vlastnostmi

Tabulka 21 ukazuje dvojice proměnných (půdní vlastnosti a parametry), pro který byl prokázán statisticky významný vztah alespoň u jedné půdy. Negativní vztah byl prokázán u indexu WSA a pH_{KCl} u šedozemě modální, ale ne pro další dvě půdy. Negativní dopad hodnoty pH_{KCl} na stabilitu agregátu byla dříve zdokumentována Kodešovou et al. (2009a). Překvapivě nebyl nalezen vztah mezi stabilitou agregátů a obsahem organické hmoty podobně jako ve studii, kterou provedl Chan et al. (1994). Negativní vztah mezi indexem WSA a momentální vlhkostí (θ_{mom}) byla prokázána pouze u hnědozemě modální. Toto potvrzují i studie Coote et al. (1988) a Perfect et al. (1990). Vyšší stabilita agregátů se projevuje s nižší momentální vlhkostí. Dalším důvodem může být větší aktivita kořenového systému, ale může se také spojit s odběrem a zpracováním půdního vzorku.

Pozitivní korelace byla zaznamenána mezi nasycenou hydraulickou vodivostí K_s a nasycenou vlhkostí θ_s u hnědozemě modální, které se mohou asociovat s přítomností větších pórů. Negativní vztah mezi nasycenou hydraulickou vodivostí K_s a momentální vlhkostí (θ_{mom}) byla dokumentována na šedozemi modální. Pozitivní korelace mezi hodnotami K_s a K byla prokázána pro hnědozem modální, to může znamenat, že obě hodnoty představují charakteristiku půdní matrice (např. měření nebyla významně ovlivněna makropóry). Strukturní elementy a kapilární makropóry neměly žádný dopad na proudění vody a transport rozpuštěných látek jak bylo již dokázáno ve studiích Kodešová et al. (2008, 2009b) a Kočárek et al. (2005, 2010). Absence strukturních elementů je rovněž dokumentována na mikromorfologických snímcích u kambizemě modální (obrázek 20 a, b). V případě dalších dvou půd předchozí studie jasně ukázaly velký vliv agregace půdy na proudění vody a transport rozpuštěných látek. Velikost makropórů a frakce se liší v čase, jak je zdokumentováno na mikromorfologických snímcích (obrázek 20 c, d, e, f) a dalších půdních vlastnostech (zejména objemová hmotnost, pórovitost, parametry retenční čáry). Negativní dopad momentální vlhkosti (θ_{mom}) na infiltraci vody do půdy a v důsledku toho i vliv na hodnoty K byl prokázán na šedozemi modální. To je v souladu se studií Zhou et al. (2008). Na druhé straně Hu et al. (2009) nenašel významnou korelaci mezi

obsahem půdní vody a hodnotami K . Avšak poznamenal, že vyšší hodnota hydraulické vodivosti K v červnu ve srovnání s hodnotou hydraulické vodivosti K v květnu lze přičíst sušším podmínkám. Kolísání hodnot hydraulické vodivosti K může asociovat s půdní strukturou a jejími změnami, kterými se zabývá hodnota WSA indexu.

Tabulka 21: Vícenásobná korelace průměrných hodnot u vybraných půdních vlastností získaných během čtyřletého období: korelační koeficient (R), počet párů (N), P – value

Lokalita	Humpolec			Čáslav			Hněvčeves		
půdní typ	Kambizem modální			Šedozem modální			Hnědozem modální		
proměnné	R	N	P-value	R	N	P-value	R	N	P-value
WSA a pH_{KCl}	-0,177	23	0,419	-0,498	23	0,015*	0,029	23	0,894
WSA a ρ_d	0,288	23	0,182	-0,405	23	0,049*	-0,033	23	0,879
WSA a θ_{mom}	-0,353	23	0,099	-0,136	23	0,536	-0,576	23	0,004**
K_s a θ_s	-0,248	23	0,254	-0,069	23	0,752	0,694	23	0,000***
K_s a θ_{mom}	-0,105	23	0,634	-0,524	23	0,010*	0,124	23	0,572
K_s a θ_{inf}	-0,217	23	0,319	-0,312	23	0,147	0,634	23	0,001**
K_s a K	0,619	13	0,024*	0,128	19	0,601	-0,271	16	0,31
K a θ_{mom}	-0,261	13	0,389	-0,761	19	0,000***	0,216	16	0,421
θ_r a h_{inf}	-0,685	23	0,000***	-0,324	23	0,131	-0,841	23	0,000***
θ_r a θ_{inf}	0,548	23	0,007**	0,508	23	0,013*	0,483	23	0,019
θ_s a θ_{inf}	0,762	23	0,000***	0,888	23	0,000***	0,863	23	0,000***
θ_s a S_{inf}	0,421	23	0,046	0,451	23	0,031	0,476	23	0,022**
θ_s a obsah humusu	-0,145	23	0,508	0,115	23	0,602	-0,436	23	0,037**
S_{inf} a θ_{mom}	0,073	23	0,742	0,509	23	0,013*	0,476	23	0,022**
h_{inf} a obsah humusu	-0,406	23	0,054	-0,542	23	0,007**	-0,161	23	0,462
WSA a K	0,008	13	0,980	0,177	19	0,469	0,219	16	0,415
WSA a S_{inf}	0,132	23	0,549	0,211	23	0,334	0,223	23	0,307
K a S_{inf}	-0,286	13	0,344	0,389	19	0,099	0,117	16	0,666

* $p < 0,05$ (hladina významnosti)

** $p < 0,01$

*** $p < 0,001$

Korelace mezi hodnotami θ_s , θ_r , θ_{inf} , h_{inf} a S_{inf} souvisí s tvarem retenční čáry a metodou stanovení. Negativní vztah mezi θ_s a obsahem organické hmoty bylo zajímavé zjištění u hnědozemě modální. Negativní korelace mezi h_{inf} a obsahem organické hmoty byla získána na šedozemi modální. To může být způsobeno nižší retenční schopností půdy. Pozitivní vztah mezi S_{inf} a momentální vlhkostí (θ_{mom}) byl vysledován na šedozemi a hnědozemi modální. V tomto případě větší sklon retenční čáry může znamenat větší schopnost zadržovat vodu bez ohledu na skutečné klimatické podmínky. A obráceně, nižší skutečný obsah vody v půdě může vést ke změnám strmosti retenční čáry u těchto půd.

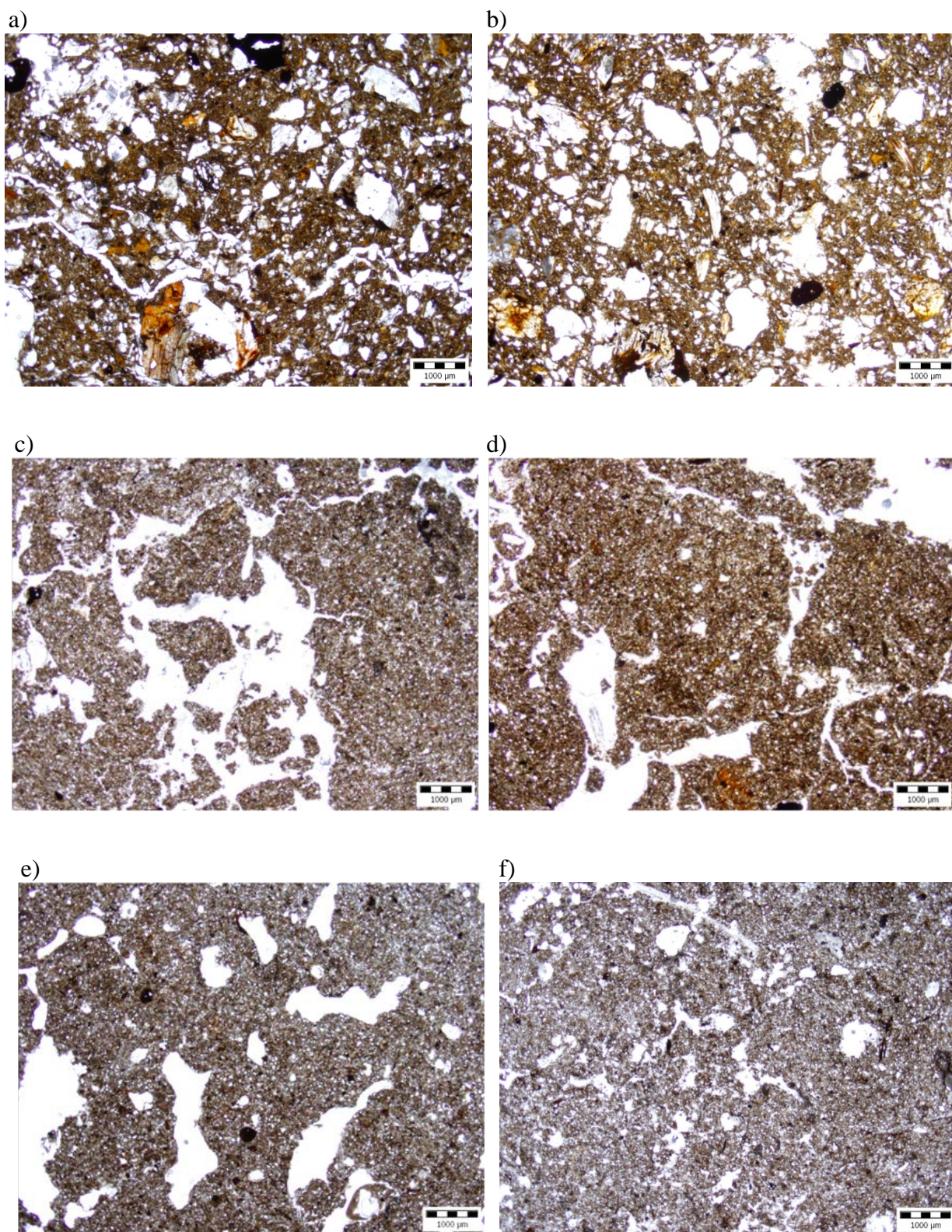
Hodnoty WSA indexu, hydraulické vodivosti K a sklon retenční čáry S_{inf} korelovaly s hodnotami momentální vlhkosti (θ_{mom}), tento vzájemný vztah se dal očekávat. Kromě hodnoty S_{inf} by tento vztah měl ilustrovat fyzickou „kondici“ půdy. Statistická analýza však neukázala úzké vztahy (tabulka 21).

Vícenásobná regresní analýza neodhalila další vztahy mezi proměnnými.

Výsledky diskutované v této části byly již opublikované Jirků et al. (2013). Publikace je součástí disertační práce, viz příloha 7.

5.6 Analýza mikromorfologických snímků

Stabilita půdních agregátů odráží celkovou strukturu a vývoj půdního porézního systému, který je dokumentován na mikromorfologických snímcích na obrázku 20. Obrázek 20 ukazuje výbrusy jednotlivých půd s nejnižší celkovou stabilitou na začátku roku 2007 a nejvyšší stabilitou agregátů v průběhu roku 2007. Půdy na mikromorfologických snímcích (obrázek 20 a, c, e) vykazují vyšší pórovitost na začátku roku, kdy je stabilita agregátů nízká ve srovnání s nejvyšší stabilitou agregátů (obrázek 20 b, d, f). Na obrázku 20 a, b je ukázka mikromorfologických snímků kambizemě modální. Na obrázcích je vidět, že v kambizemi modální nejsou přítomny strukturní elementy. Na obrázku 20 c, d je ukázka šedozemě modální, kde jsou jasně vidět větší a rozvinutější agregáty ve vzorku půdy s nejvyšší stabilitou agregátů (20 d) než na počátku roku (20 c). Na obrázku 20 e, f jsou znázorněny půdní výbrusy hnědozemě modální, které jsou většinou velice zhutněné v matici. To je pravděpodobně také jeden z důvodů, proč byla vždy stabilita agregátů nižší než na šedozemě modální.



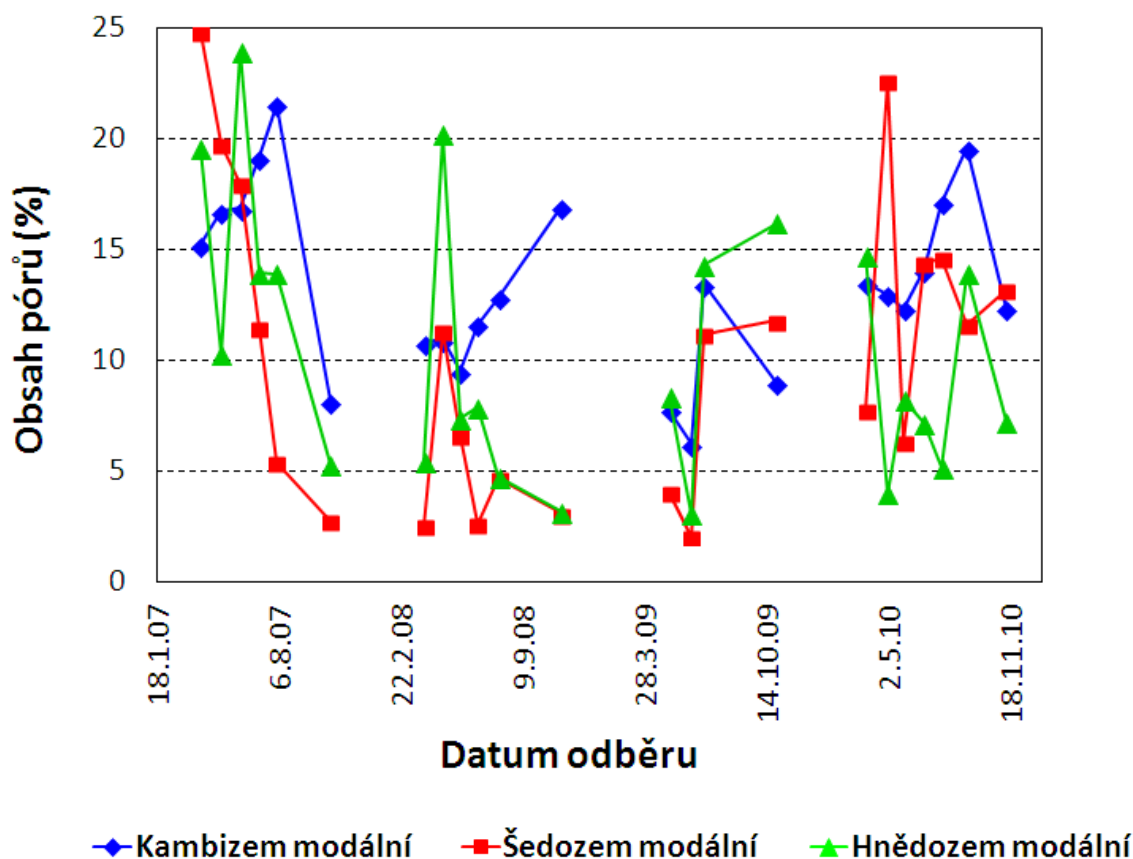
Obrázek 20: Mikromorfologické snímky s nízkou stabilitou agregátů na začátku roku 2007 (vlevo) a s vysokou stabilitou agregátů během roku 2007 (vpravo): a) kambizem modální (29.3.), b) kambizem modální (3.7.), c) šedozem modální (29.3.), d) šedozem modální (3.5.), e) hnědozem modální (29.3.), f) hnědozem modální (1.8.)

5.7 Pórové systémy na různých půdních typech

V tabulce 22 jsou znázorněny hodnoty obsahu pórů pro jednotlivé půdy v jednotlivých letech. Na obrázku 21 jsou vidět sezónní průběhy obsahu pórů na jednotlivých půdách v jednotlivých letech. V tabulce 23 jsou znázorněny korelace mezi obsahem pórů a vybranými půdními vlastnostmi.

Tabulka 22: Obsah pórů (%) v jednotlivých půdách

	Kambizem modální	Šedozem modální	Hnědozem modální
datum odběru	obsah pórů (%)		
29.3.2007	15,24	24,81	19,56
3.5.2007	16,74	19,76	10,29
4.6.2007	16,88	17,98	23,94
3.7.2007	19,16	11,48	13,94
1.8.2007	21,57	5,42	13,91
29.10.2007	8,17	2,79	5,32
31.3.2008	10,80	2,55	5,45
30.4.2008	10,95	11,32	20,21
28.5.2008	9,51	6,65	7,38
26.6.2008	11,64	2,65	7,89
31.7.2008	12,84	4,71	4,76
11.11.2008	16,95	3,09	3,16
7.5.2009	7,79	4,08	8,39
11.6.2009	6,25	2,07	3,07
2.7.2009	13,46	11,21	14,33
29.10.2009	8,97	11,81	16,22
25.3.2010	13,51	7,77	14,73
29.4.2010	12,97	22,66	4,01
26.5.2010	12,35	6,36	8,26
28.6.2010	14,09	14,42	7,18
28.7.2010	17,12	14,65	5,18
7.9.2010	19,59	11,64	13,92
10.11.2010	12,33	13,18	7,25



Obrázek 21: Sezónní variabilita obsahu pórů v jednotlivých půdách

Z tabulky 22 je patrné, že se obsah pórů na jednotlivých půdách během roku měnil. Na obrázku 21 je vidět, že u šedozemě modální se v roce 2007 obsah detekovatelných velkých kapilárních pórů během roku snižoval, půda byla čím dál více ulehlejší. Naopak u kambizemě se v roce 2007 obsah pórů během roku zvyšoval a snížil se až na konci roku. Tento trend má kambizem modální každý rok, což může indikovat tvorbu agregátů a tím i zvyšující se obsah velkých kapilárních pórů v průběhu vegetačního období. Půdní struktura se během roku zlepšila a zhoršila se vždy po orbě. V hnědozemi modální detekovatelné póry oscilovaly jak během roku, tak i meziročně, toto by mohlo být dáno tím, že tato půda vykazuje sníženou stabilitu agregátů. Z obrázku 21 je vidět, že v roce 2007 je celkově obsah pórů nejvyšší tudíž je také stabilita agregátů v tomto roce nejvyšší, což dokazuje obrázek 15 b. V roce 2008 je pórovitost naopak nejnižší, tím pádem je i nízká stabilita půdní struktury a vyšší momentální vlhkost, což dokazuje obrázek 15 a, b. Šedozem i hnědozem modální měly meziročně klesající trend, tudíž se snižuje množství velkých kapilárních pórů v těchto půdách. Vliv na to mohou mít klimatické podmínky. V roce 2009 je vidět, že všechny půdy měly stejný trend v průběhu roku. V posledním roce bylo velice variabilní počasí, docházelo ke zvlhčování a vysoušení povrchu půdy, proto měly větší kapilární póry dynamičtější vývoj. Šedozem modální v roce 2010 kopíruje nenasycenou

hydraulickou vodivost (obrázek 19 a). Nejprve je nárůst pórů a vodivosti, pak pokles a do konce roku jsou hodnoty konstantní.

Tabulka 23: Vícenásobná korelace průměrných hodnot: korelační koeficient (R), počet párů (N), P – value, obsah pórů (%) a další vybrané půdní vlastnosti

Lokalita	Humpolec			Čáslav			Hněvčeves		
půdní typ	Kambizem modální			Šedozem modální			Hnědozem modální		
proměnné	R	N	P-value	R	N	P-value	R	N	P-value
obsah pórů a θ_r	-0,371	23	0,082	0,135	23	0,538	0,214	23	0,327
obsah pórů a θ_{inf}	-0,427	23	0,042*	0,167	23	0,447	-0,025	23	0,910
obsah pórů a WSA	0,065	23	0,766	0,460	19	0,047*	0,134	23	0,542
obsah pórů a K	-0,227	13	0,456	0,360	19	0,130	0,525	16	0,037*

* $p < 0,05$ (hladina významnosti)

Z tabulky 23 je patrné, že na kambizemi modální obsah pórů koreluje s vlhkostí v inflexním bodě (θ_{inf}). Našli jsme negativní vztah, čím více je větších kapilárních pórů, tím méně je malých pórů, které se týkají reziduální vlhkosti (θ_r) a vlhkosti v inflexním bodě (θ_{inf}). Inflexní bod na retenční čáře se zmenšuje (posouvá se doleva). Na šedozezi modální nebyly žádné vztahy prokázány při počtu páru $N=23$. Až když se snížil počet párů (N), tak se na šedozezi modální prokázal vztah mezi obsahem pórů a indexem ve vodě stabilních agregátů (WSA). Byl prokázán pozitivní vztah, pokud se struktura stává stabilní, tak vznikají velké kapilární póry. Na hnědozezi modální obsah pórů koreluje s nenasycenou hydraulickou vodivostí (K). Byla prokázána pozitivní korelace, čím více větších kapilárních pórů, tím rychleji vedou vodu. U $N=16$ byl tento efekt nižší.

Analyzován byl pouze jeden mikromorfologický snímek, to může být důvod, proč nebylo nalezeno více vztahů mezi jednotlivými vlastnostmi.

5.8 Vliv rozdílných hydraulických vlastností na režim půdní vody v půdním profilu

V tabulkách 24, 25, 26 je znázorněn u jednotlivých půd ve všech letech odběru celkový kumulativní tok na povrchu, celková kumulativní evapotranspirace, celkový kumulativní tok dnem a zásoba vody v profilu na konci simulovaného období. Žlutě jsou zvýrazněny největší rozdíly, tyto hodnoty jsou použity i v grafech (obrázky 22 a - d, 23 a - d, 24 a - d). Na obrázcích 25, 26, 27 je vidět, jak se vyvíjely tlakové výšky a objemové vlhkosti v jednotlivých pozorovacích bodech v půdním profilu.

Tabulka 24: Simulace celkových kumulativních toků a zásoby vody v profilu na konci simulovaného období na kambizemi modální

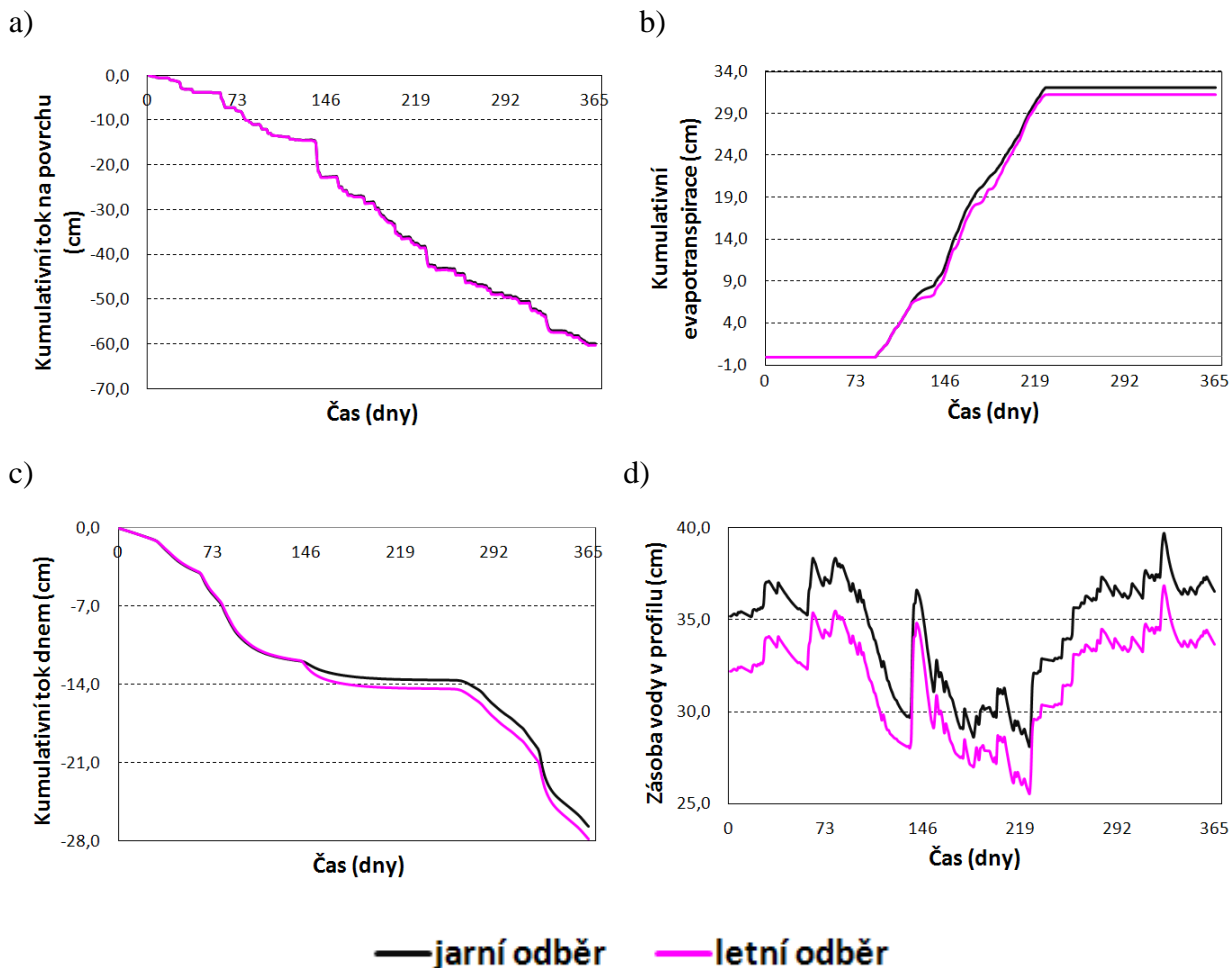
Kambizem modální		kumulativní tok na povrchu (cm)	kumulativní evapotranspirace (cm)	kumulativní tok dnem (cm)	zásoba vody v profilu (cm)
2007	jaro	-68,09	26,72	-40,22	36,15
	léto	-68,68	26,71	-40,91	33,23
	podíl (%)	0,87	-0,04	1,72	-8,08
2008	jaro	-59,93	32,17	-26,72	36,53
	léto	-60,27	31,22	-27,85	33,66
	podíl (%)	0,57	-2,95	4,23	-7,86
2009	jaro	-87,51	39,5	-44,48	38,63
	léto	-87,76	39,64	-44,42	35,78
	podíl (%)	0,29	0,35	-0,13	-7,38
2010	jaro	-82,69	37,5	-43,95	36,66
	léto	-83	37,07	-44,53	33,81
	podíl (%)	0,37	-1,15	1,32	-7,77

Tabulka 25: Simulace celkových kumulativních toků a zásoby vody v profilu na konci simulovaného období na šedozezi modální

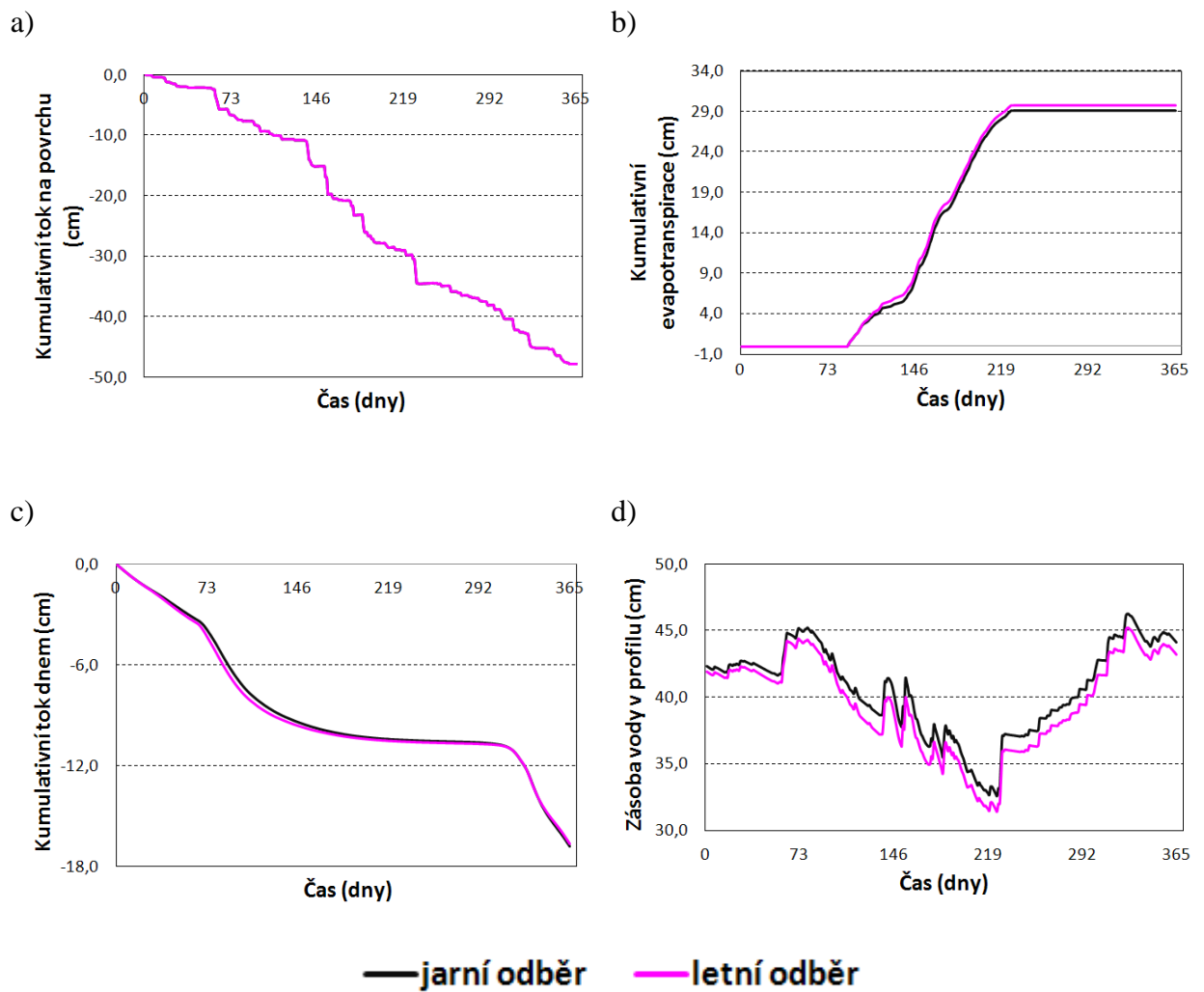
Šedozezi modální		kumulativní tok na povrchu (cm)	kumulativní evapotranspirace (cm)	kumulativní tok dnem (cm)	zásoba vody v profilu (cm)
2007	jaro	-70,85	32,93	-37,29	43,09
	léto	-70,78	33,41	-37,19	42,2
	podíl (%)	-0,10	1,46	-0,27	-2,07
2008	jaro	-47,78	29,16	-16,81	44,13
	léto	-47,7	29,77	-16,66	43,19
	podíl (%)	-0,17	2,09	-0,89	-2,13
2009	jaro	-60,4	34,64	-22,62	45,37
	léto	-60,34	35,09	-22,64	44,4
	podíl (%)	-0,10	1,30	0,09	-2,14
2010	jaro	-65,38	35,27	-28,34	44,07
	léto	-65,32	35,83	-28,26	43,11
	podíl (%)	-0,09	1,59	-0,28	-2,18

Tabulka 26: Simulace celkových kumulativních toků a zásoby vody v profilu na konci simulovaného období na hnědozemí modální

Hnědozem modální		kumulativní tok na povrchu (cm)	kumulativní evapotranspirace (cm)	kumulativní tok dnem (cm)	zásoba vody v profilu (cm)
2007	jaro	-40,1	26,5	-13,36	48,17
	léto	-40,38	24,02	-15,57	46,33
	podíl (%)	0,70	-9,36	16,54	-3,82
2008	jaro	-37,75	25,11	-9,84	50,83
	léto	-38,11	22,45	-12,34	48,76
	podíl (%)	0,95	-10,59	25,41	-4,07
2009	jaro	-50,18	33,45	-13,8	50,9
	léto	-50,4	31,99	-15,14	48,93
	podíl (%)	0,44	-4,36	9,71	-3,87
2010	jaro	-76,7	37,2	-36,4	51,2
	léto	-76,9	33,5	-40	49
	podíl (%)	0,26	-9,95	9,89	-4,30

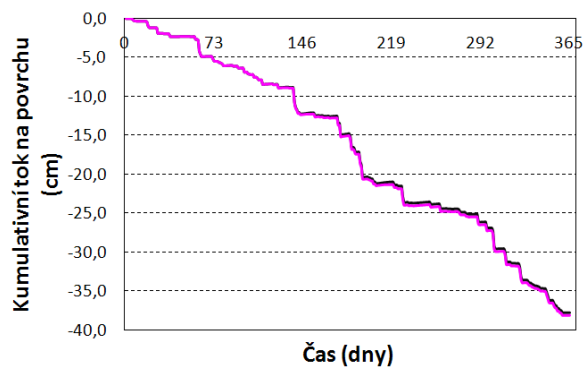


Obrázek 22: Průběhy v čase (rok 2008): a) kumulativní tok na povrchu, b) kumulativní evapotranspirace, c) kumulativní tok dnem, d) zásoba vody v profilu na kambizemi modální

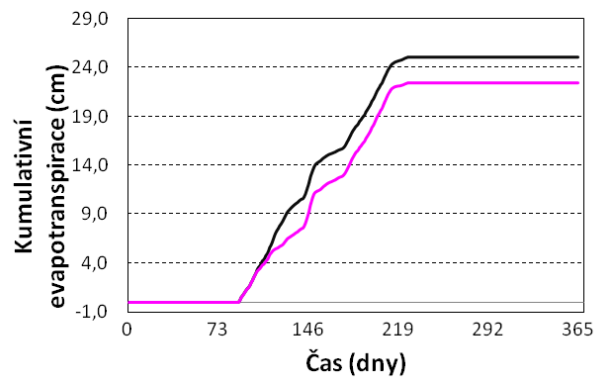


Obrázek 23: Průběhy v čase (rok 2008): a) kumulativní tok na povrchu, b) kumulativní evapotranspirace, c) kumulativní tok dnem, d) zásoba vody v profilu na šedozemi modální

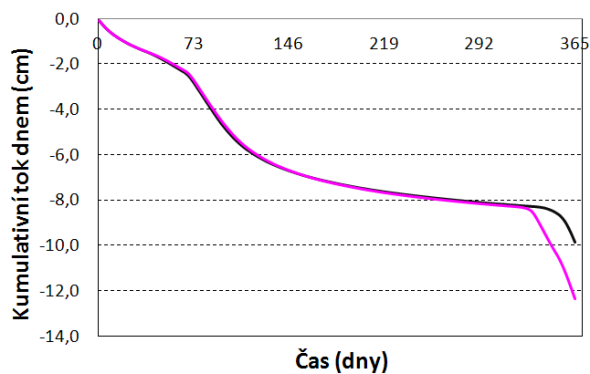
a)



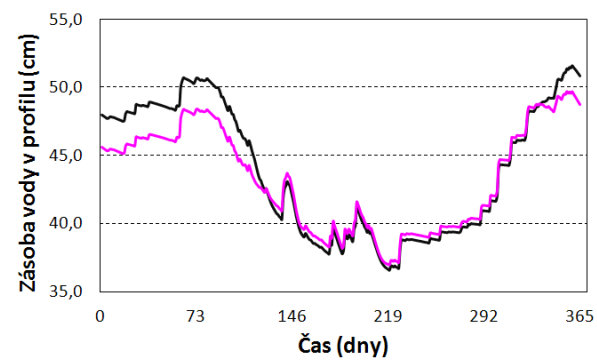
b)



c)

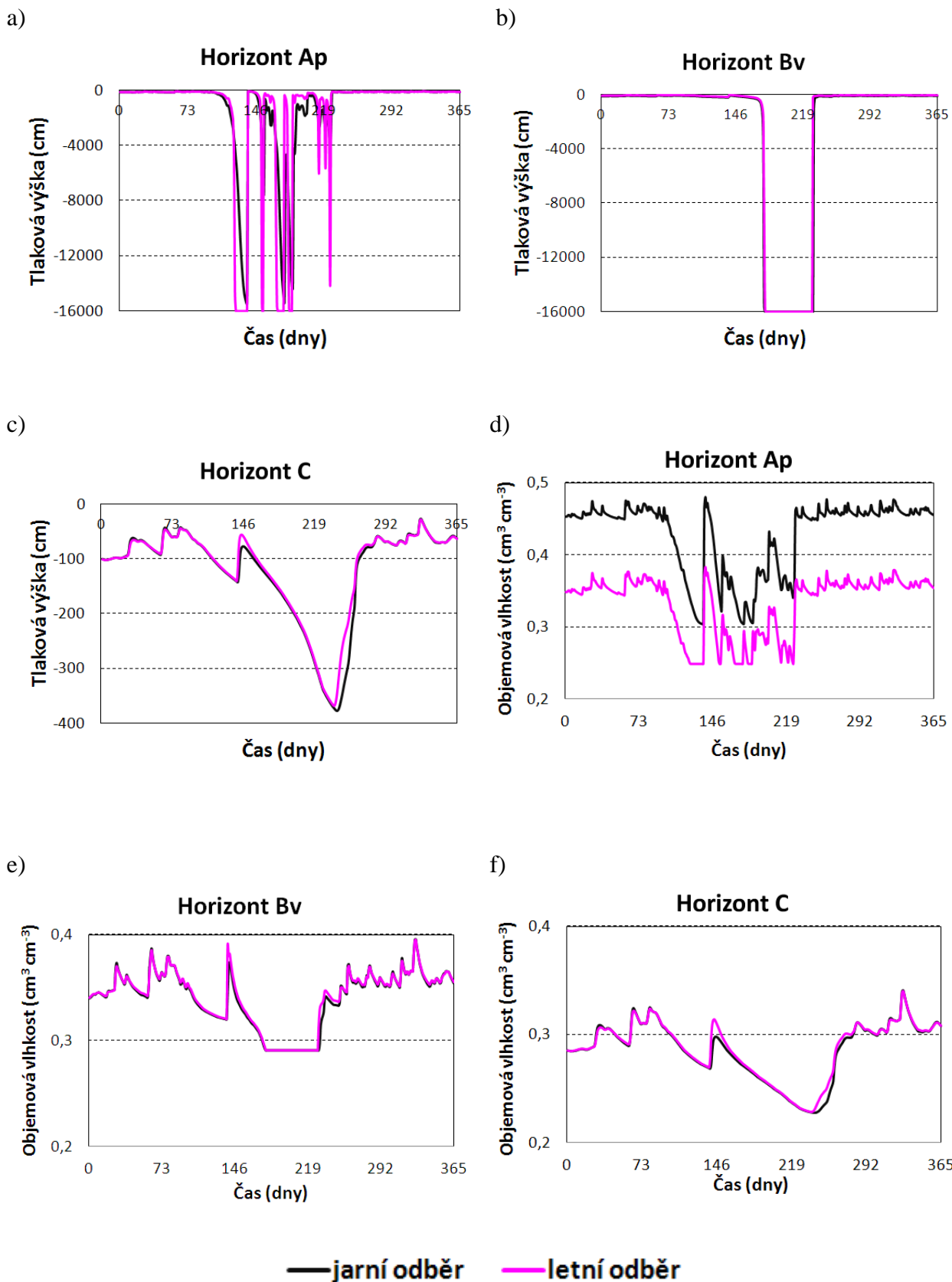


d)

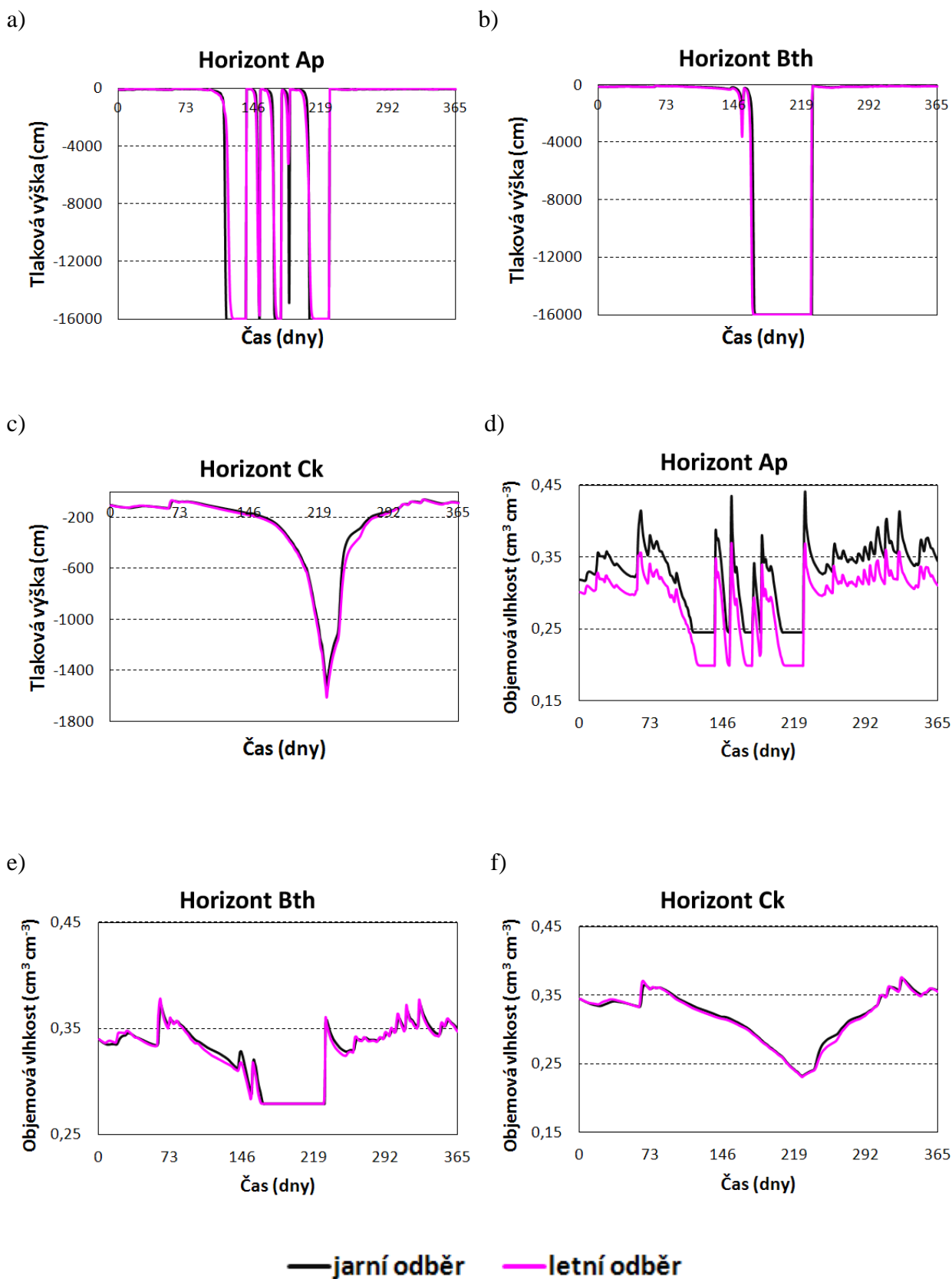


— jarní odběr — letní odběr

Obrázek 24: Průběhy v čase (rok 2008): a) kumulativní tok na povrchu, b) kumulativní evapotranspirace, c) kumulativní tok dnem, d) zásoba vody v profilu na hnědozemi modální

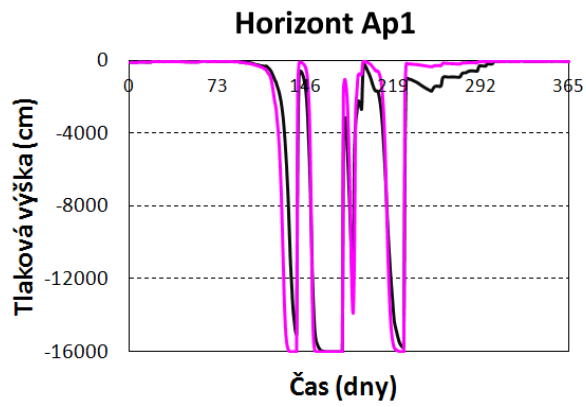


Obrázek 25: Vývoj tlakových výšek a objemových vlhkostí v pozorovacích bodech na kambizemi modální (rok 2008): a) tlaková výška v horizontu Ap, b) tlaková výška v horizontu Bv, c) tlaková výška v horizontu C, d) objemová vlhkost v horizontu Ap, e) objemová hmotnost v horizontu Bv, f) objemová hmotnost v horizontu C

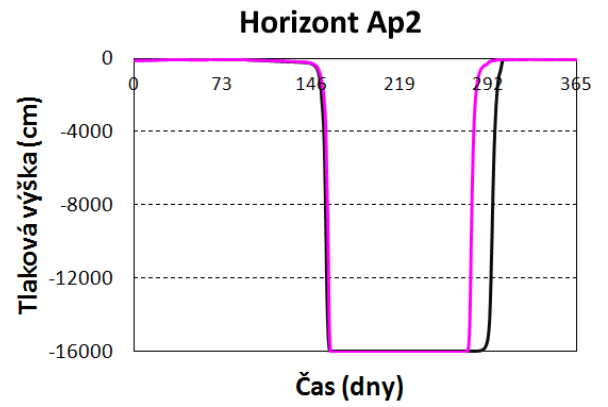


Obrázek 26: Vývoj tlakových výšek a objemových vlhkostí v pozorovacích bodech na šedozemí modální (rok 2008): a) tlaková výška v horizontu Ap, b) tlaková výška v horizontu Bth, c) tlaková výška v horizontu Ck, d) objemová vlhkost v horizontu Ap, e) objemová hmotnost v horizontu Bth, f) objemová hmotnost v horizontu Ck

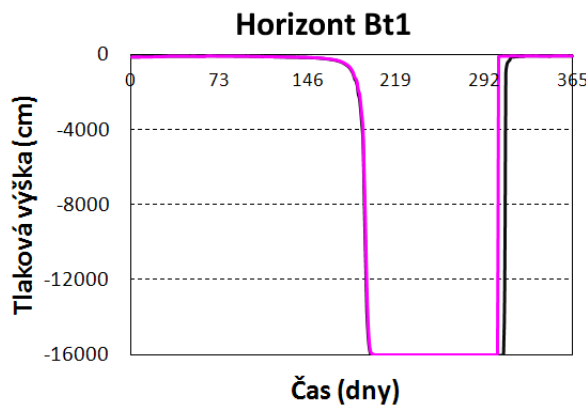
a)



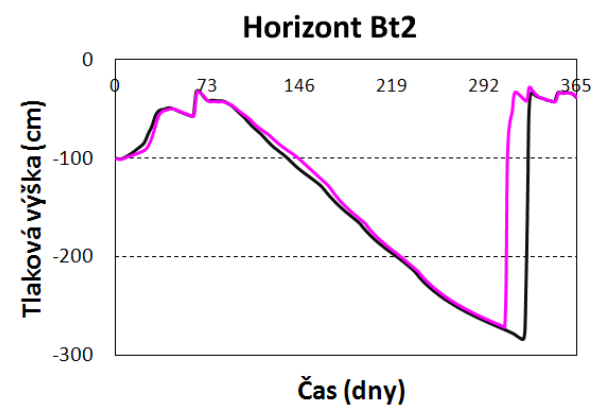
b)



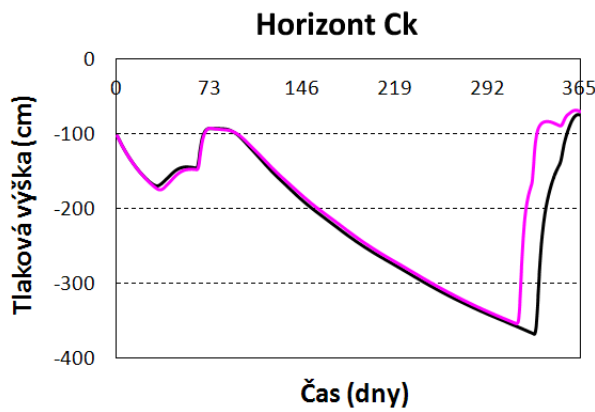
c)



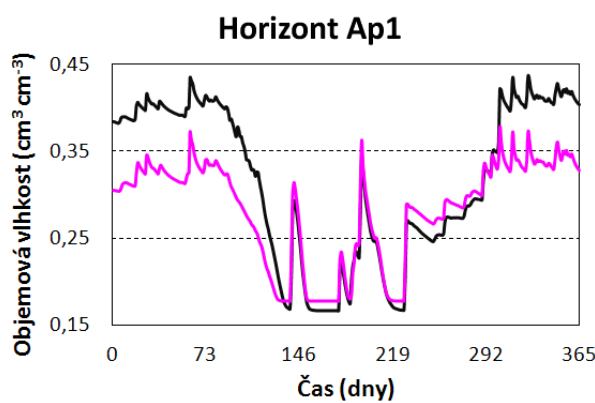
d)



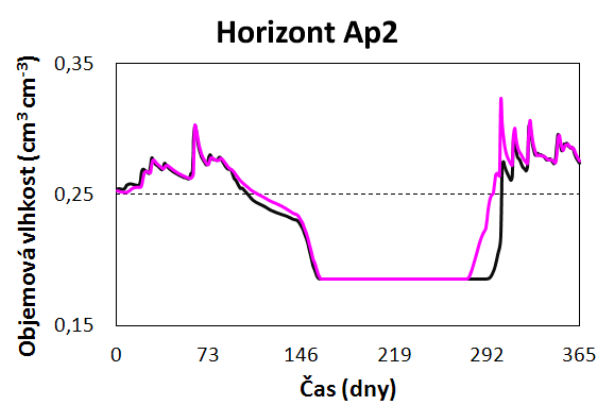
e)

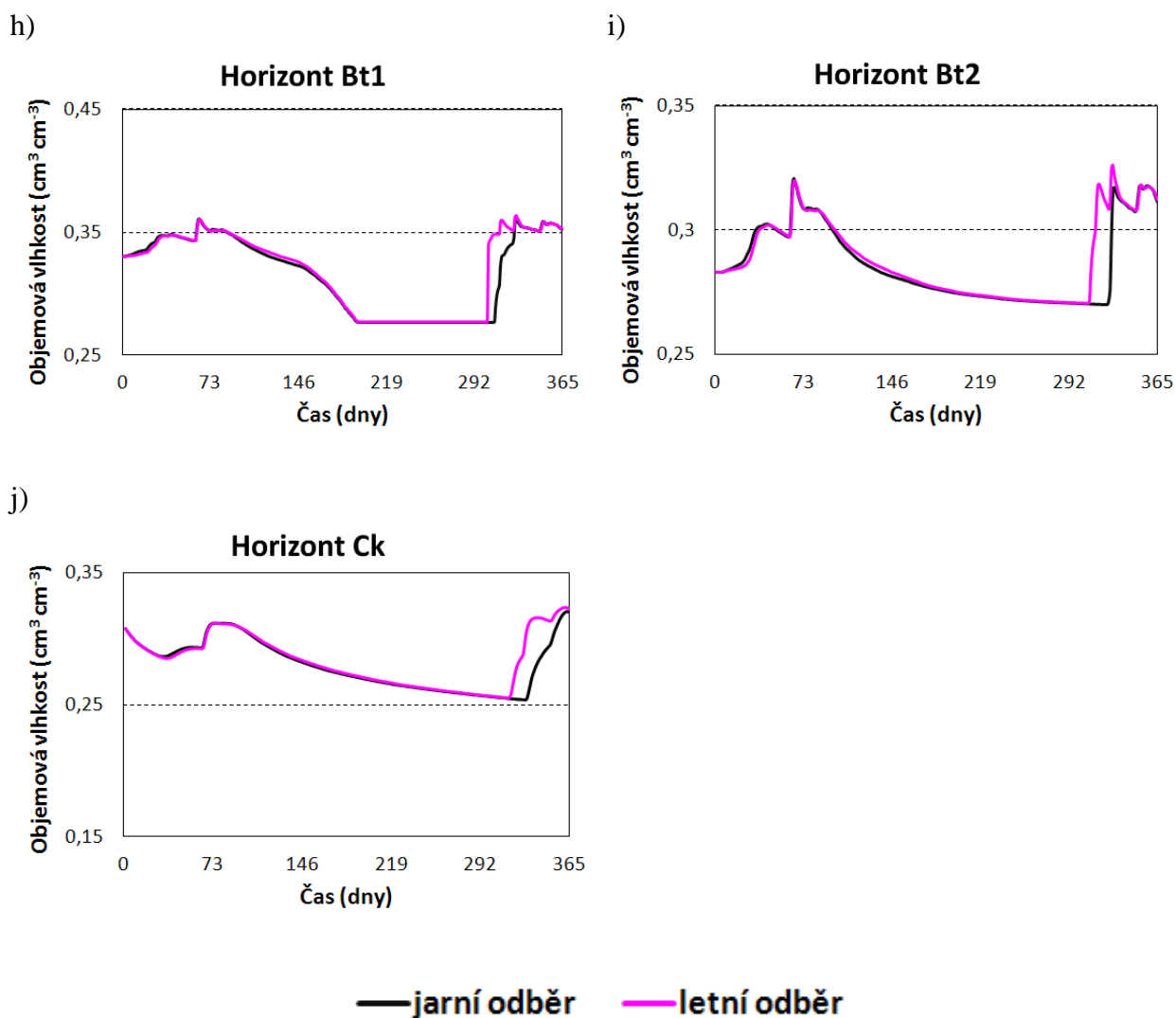


f)



g)





Obrázek 27: Vývoj tlakových výšek a objemových vlhkostí v pozorovacích bodech na hnědozemi modální (rok 2008): a) tlaková výška v horizontu Ap1, b) tlaková výška v horizontu Ap2, c) tlaková výška v horizontu Bt1, d) tlaková výška v horizontu Bt2, e) tlaková výška v horizontu Ck, f) objemová hmotnost v horizontu Ap1, g) objemová hmotnost v horizontu Ap2, h) objemová hmotnost v horizontu Bt1, i) objemová hmotnost v horizontu Bt2, j) objemová hmotnost v horizontu Ck

V tabulkách 24, 25, 26 je znázorněn u jednotlivých půd ve všech letech odběru celkový kumulativní tok na povrchu, celková kumulativní evapotranspirace, celkový kumulativní tok dnem a zásoba vody v profilu. Jedná se o koncové hodnoty v daném období. Jsou zde také vidět rozdíly mezi simulacemi, kdy jsou zadány hydraulické vlastnosti zjištěné při jarním (nakypřená půda) nebo letním (zhtuňelá půda) odběru. Tyto rozdíly jsou vyjádřeny procentuálním podílem.

Rozdílné charakteristiky v horním horizontu měly velký vliv na půdní vlastnosti. Čím vyšší retenční schopnost půdy, tím vyšší zásoba vody v profilu. Toto se děje při zadání hydraulických vodivostí v jarních odběrech, když byla půda nakypřená. Z tabulek 24, 25, 26 je vidět, že největší rozdíly mezi nakypřenou půdou a zhtuňelou půdou byly v roce 2008. Výsledky dále ukázaly, že největší rozdíly mezi kumulativními toky simulovanými pro data z jarních a

letních odběrů byly v hnědozemi modální. Toto může být vysvětleno relativně podobnými hydraulickými vodivostmi ve všech 5 horizontech. Ve zbývajících 2 půdních typech byl tento efekt potlačen v důsledku nižších hydraulických vodivostí alespoň v jednom podpovrchovém horizontu. Pro rostliny byly lepší podmínky na jaře než v létě na hnědozemi modální, u šedozemě modální byly naopak lepší podmínky pro rostliny v létě než na jaře. U kambizemě modální byly rozdíly nejmenší.

Na obrázku 25, 26, 27 je znázorněno, jak se vyvíjely tlakové výšky a objemové vlhkosti v jednotlivých pozorovacích bodech v půdním profilu. Z těchto grafů je opět patrný pozitivní vliv hydraulických vodivostí zjištěných při jarních odběrech na obsah vody v půdě.

6 ZÁVĚR

Byly provedeny různé polní a laboratorní měření za účelem posouzení sezónních a meziročních změn vybraných půdních vlastností ve svrchním horizontu na třech půdních typech. V některých případech byly pozorovány podobné trendy ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, pH_{KCl} , obsah humusu, pórovitost, objemová hmotnost, momentální vlhkost nebo hodnoty ve vodě stabilních agregátů) u různých půd. Zajímavé je, že podobné trendy byly zjištěny pro kambizem modální a šedozem modální navzdory skutečnosti, že tyto půdy se značně liší (rozdílný půdotvorný substrát, procesy pedogeneze, atd.) a že zde byly rozdílné plodiny (pšenice ozimá a pšenice jarní), které byly vysázeny na obou místech po dobu dvou let (2007 a 2009). Různé trendy byly většinou pozorovány na hnědozemi modální a šedozemi modální (půdy stejného substrátu). Toto můžeme přičíst vysoké zranitelnosti hnědozemě modální k degradaci půdy oproti šedozemi modální.

Parametry hydraulických vlastností byly velmi variabilní a nevykazovaly podobné trendy jednotlivých půd (kromě nasycené hydraulické vodivosti a sklonu retenční čáry v inflexním bodě pro kambizem modální a šedozem modální). Půdní struktura, stabilita agregátů a půdní hydraulické vlastnosti byly vzájemně závislé na růstu kořenů, dopadu dešťových srážek a na hospodaření. Sušší podmínky v některých půdách pozitivně ovlivnily stabilitu půdních agregátů, sklon retenční čáry v inflexním bodě a hydraulickou vodivost. Pravděpodobně v důsledku vysoké proměnlivosti půdy, hydraulické vlastnosti žádný bližší vztah mezi sebou a s dalšími vlastnostmi nevykazovaly. Přesto, že se sklon retenční čáry v inflexním bodě v mnoha případech zvýšil (nebo snížil) a současně se zvýšila (nebo snížila) stabilita půdních agregátů a hodnot hydraulických vodivostí nebyla tato závislost prokázána statisticky pro celé čtyřleté období.

Časová variabilita hydraulických a transportních charakteristik byla dána vlastnostmi pórovitého prostředí. Proměnlivost naměřených dat mohla být, vedle heterogenity půdního a horninového prostředí, způsobena také dalšími vlivy. Jedná se o vnější vlivy, mezi které řadíme klimatické podmínky a způsob hospodářského využití.

Byly nalezeny partikulární vztahy mezi půdními vlastnostmi, ale nepodařilo se potvrdit hypotézu, že lze zjistit trendy ve vývoji hydraulických vlastností v průběhu roku, které by pak bylo možné zohlednit při matematickém modelování proudění vody v půdním profilu.

Proto byly provedeny jen simulace s extrémními hodnotami hydraulických parametrů, které prokázaly znatelný rozdíl v bilancích vody v půdním profilu, a proto by sezónní variabilita hydraulických vlastností povrchového horizontu neměla být zanedbávána. Tato problematika by měla být dále zkoumána v dalších souvislostech zohledňujících růst kořenů, cykly zvlhčování a vysoušení a podobně.

7 POUŽITÁ LITERATURA

- Alaoui, A., Lipiec, J., Gerke, H.H. (2011): A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: A hydrodynamic perspective. *Soil and Tillage Research* 115-116, 1-15.
- Alletto, L., Coquet, Y. (2009): Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. *Geoderma* 152, 85-94.
- Angers, D.A., Caron, J. (1998): Plant-induced changes in soil structure: Processes and feedbacks. *Biogeochemistry* 42, 55-72.
- Azevedo, A.S., Kanwar, R.S., Horton, R. (1998): Effect of cultivation on hydraulic properties of an Iowa soil using tension infiltrometers. *Soil Science* 163, 21–29.
- Bamberg, A.L., Cornelis, W.M., Timm, L.C., Gabriels, D., Pauletto, E.A., Pinto, L.F.S. (2011): Temporal changes of soil physical and hydraulic properties in strawberry fields. *Soil Use and Management* 27, 385–394.
- Bearden, N.B. (2001): Influence of arbuscular mycorrhizal fungi on soil structure and soil water characteristic of vertisols. *Plant and Soil* 229, 245-258.
- Bodner, G., Loiskandl, W., Buchan, G., Kaul, H.P. (2008): Natural and management-induced dynamics of hydraulic conductivity along a cover-cropped field slope. *Geoderma* 146, 317-325.
- Bormann, H., Klaassen, K. (2008): Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma* 145, 295-302.
- Bronick, C.J., Lal, R. (2005): Soil structure and management: a review. *Geoderma* 124, 3-22.
- Brooks, R.H., Corey, A.T. (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Burdine, N.T. (1953): Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petr. Trans. Am. Inst. Mining Metall. Eng.* 198, 71-77.
- Cambardella, C.A. (2002): Aggregation and Organic Matter. In: Lal R.[ed.]. *Encyclopedia of Soil Science*. Marcel Dekker, Inc., New York, 41-44, ISBN 0-8247-0634-X
- Cassel, D.K. (1983): Spatial and temporal variability of soil physical properties following tillage of Norfolk loamy sand. *Soil Science Society of America Journal* 47, 196–201.

- Catt, J. A. (1990): Paleopedology manual. *Quaternary International*, 6, 1–95.
- Chan, K.Y., Heenan, D.P., Ashley, R. (1994): Seasonal changes in surface aggregate stability under different tillage and crops. *Soil and Tillage Research* 28, 301-314.
- Churchman, G.J., Tate, K.R. (1987): Stability of aggregates of different size grades in allophonic soils from volcanic ash in New Zealand. *Journal of Soil Science* 38, 19-27.
- Clothier, B., Scotter, D. (2002): Unsaturated water transmission parameters obtained from infiltration. In: Dane J.H., Topp G.C. [eds.]. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, No. 5, 879-898.
- Coote, D.R., Malcolm-McGovern, C.A., Wall, G.J., Dickinson, W.T., Rudra, R.P. (1988): Seasonal erodibility indices based upon shear strength and aggregate stability in some Ontario soils. *Canadian Journal of Soil Science* 68, 405–424.
- Cosentino, D., Chenu, C., Le Bissonnais, Y. (2006): Aggregate stability and microbial community dynamics under drying–wetting cycles in a silt loam soil. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 2053-2062.
- Dane, J.H., Hopmans, J.W. (2002): Water Retention and Storage. In: Dane J.H., Topp G.C. [eds.]. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, No. 5, 671-720.
- Dane, J.H., Topp, C.T. (eds) (2002): *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, USA No. 5, 1-1692.
- De Leenheer, L., De Boodt, M. (1959): Determination of aggregate stability by the change in mean weight diameter. *Mededelingen van de Landbouwhogeschool Gent* 24, 290-300.
- Dec, D., Dörner, J., Balocchi, O. (2011): Temporal and spatial variability of structure dependent properties of a volcanic ash soil under pasture in southern Chile. *Chilean Journal of Agricultural Research* 71, 293–303.
- Dec, D., Dörner, J., Balocchi, O., López, I. (2012): Temporal dynamics of hydraulic and mechanical properties of an Andosol under grazing. *Soil and Tillage Research* 125, 44–51.
- Decagon Devices (2007-2012): *Mini Disk Infiltrometer, User’s Manual, Version 10*. Decagon Devices Inc., Pullmann WA, 26 s.

- Denef, K., Six, J., Bossuyt, H., Frey, S.D., Elliott, E.T., Merckx, R., Paustian, K. (2001): Influence of dry–wet cycles on the interrelationship between aggregate, particulate organic matter, and microbial community dynamics. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1599–1611.
- Dexter, A.R. (2004): Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, tilth and hard-setting. *Geoderma* 120, 215-225.
- Dexter, A.R., Bird, N.R.A. (2001): Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. *Soil and Tillage Research* 57, 203-212.
- Dexter, A.R., Czyz, E.A. (2007): Application of S-theory in study of soil physical degradation and its consequence. *Land Degradation and Development* 18, 369-381.
- Dexter, A.R., Richard, G. (2009): Tillage of soil in relation to their bi-modal pore size distributions. *Soil and Tillage Research* 103, 113-118.
- Díaz-Zorita, M., Perfect, E., Grove, J.H. (2002): Disruptive methods for assessing soil structure. *Soil and Tillage Research* 64, 3-22.
- Dohnal, M., Dušek, J., Vogel, T. (2010): Improving hydraulic conductivity estimates from Minidisk Infiltrometer measurements for soils with wide pore-size distributions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74, 804-811.
- Dörner, J., Dec, D., Peng, X., Horn, R. (2010): Effect of land use change on the dynamic behaviour of structural properties of an Andisol in southern Chile under saturated and unsaturated hydraulic conditions. *Geoderma* 159, 189-197.
- Edwards, A.P., Bremner, J.M. (1967): Dispersion of soil particles by sonic vibration. *Journal of Soil Science* 18,47-63.
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D., Tan, K.A., (1989): Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monit. Rew.* 9, 184–193.
- Emerson, W.W. (1967): A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research* 5, 47-57.
- Farkas, C., Gyuricza, C., Birkas, M. (2006): Seasonal changes of hydraulic properties of a Chromic Luvisol under different soil management. *Biologia* 61, S344–S348 (Bratislava).

- Farres, P.J. (1987): The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Catena* 14, 119-130.
- Fodor, N., Sándor, R., Orfanus, T., Lichner, L., Rajkai, K. (2011): Evaluation method dependency of measured saturated hydraulic conductivity. *Geoderma* 165, 60-68.
- Fuentes, J.P., Flury, M., Bezdicek, D.F. (2004): Hydraulic properties in silt loam soil under natural prairie conventional till and no-till. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 1679-1688.
- Gardner, W.R. (1958): Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, 228-231.
- Gerke, H.H. (2006): Review article. Preferential Flow Descriptions for Structured Soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169, 382-400.
- Gribb, M.M., Kodešová, R., Ordway, S.E. (2004): Comparison of soil hydraulic property measurement methods. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 130, 1084-1095.
- Grieve, I.C. (1980): The magnitude and significance of soil structural stability declines under cereal cropping. *Catena* 7, 79-85.
- Hénin, S., Monnier, G., Combeau, A. (1958): Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Annales Agronomiques* 9, 73-92.
- Hillel, D. (2004): *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Academic Press, New York.
- Hopmans, J.W., Šimůnek, J., Romano, N., Durner, W. (2002): Inverse Methods. In: Dane J.H., Topp G.C. [eds.]. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, No. 5, 963-1008.
- Hu, W., Shao, M., Wang, Q., Fan, J., Horton, R. (2009): Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses. *Geoderma* 149, 355-366.
- Hůla, J. a kolektiv (2010): Dopad netradičních technologií zpracování půdy na půdní prostředí. Uplatněná certifikovaná metoda. VÚZT Praha 6 – Ruzyně, 60 s., ISBN 978-80-86884-53-0.
- Jirků, V. (2009a): Sezónní variabilita stability půdní struktury a hydraulických vlastností půd. Diplomová práce na Fakultě agrobiologie, přírodních a potravinových zdrojů, ČZU v Praze, Katedra pedologie a ochrany půd. 61 s.

- Jirků, V., Kodešová, R., Mühlhanslová, M., Žigová, A. (2010): Seasonal variability of soil structure and soil hydraulic properties. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1–6 August 2010, Brisbane, Australia. ISBN: 978-0-646-53783-2, 145–148 (Published on DVD).
- Jirků, V., Kodešová, R., Nikodem, A., Mühlhanslová, M., Žigova, A. (2013): Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma* 204-205, 43-58.
- Jirků, V., Kodešová, R., Rohošková, M., Žigová, A. (2009b): Seasonal variability of selected chemical, physical and hydraulic soil properties of agricultural soils. 17th International Poster Day, Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil-Crop Canopy-Atmosphere System, Eds. Čelková, A., Institute of Hydrology SAS, Bratislava, Slovak Republic, Proceedings CD, ISBN 978-80-89139-19-4, 267-276.
- Kemper, W.D., Chepil, W.S. (1965): Size distribution of aggregates. In: *Methods of Soil Analysis, Part I* (ed. C.A: Black), pp 499-510. American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Kemper, W.D., Rosenau, R.C. (1984): Soil cohesion as affected by time and water content. *Soil Science Society of America Journal* 48, 1001–1006.
- Kemper, W.D., Rosenau, R.C. (1986): Aggregate stability and size distribution. In: *Methods of Soil Analysis, part I. Agronomy Monographs, 9* (ed. A. Klute). American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Kočárek, M., Kodešová, R., Kozák, J., Drábek, O. (2010): Field study of chlorotoluron transport and its prediction by the BPS mathematical model. *Soil and Water Research* 5 (4), 153–160.
- Kočárek, M., Kodešová, R., Kozák, J., Drábek, O., Vacek, O. (2005): Chlorotoluron behavior in five different soil types. *Plant, Soil and Environment* 51 (7), 304–309.
- Kodešová, R., Jirků, V., Kodeš, V., Mühlhanslová, M., Nikodem, A., Žigová, A. (2011a): Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland, *Soil and Tillage Research* 111 (2), 154-161.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Drábek, O., Kozák, J., Hejtmánková, K. (2011b): Pesticide adsorption in relation to soil properties and soil type distribution in regional scale. *Journal of Hazardous Materials* 186, 540–550.

- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Šimůnek, J., Kozák, J. (2008): Impact of soil micromorphology features on water flow and herbicide transport in soils. *Vadose Zone J.*, Special Issue "Vadose Zone Modeling", 7(2), 798-809.
- Kodešová, R., Kodeš, V., Žigová, A., Šimůnek, J. (2006a): Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia*, Bratislava, 61 (Supl. 19), S339-S343.
- Kodešová, R., Němeček, K., Kodeš, V., Žigová, A. (2012): Using dye tracer for visualization of preferential flow at macro- and microscales. *Vadose Zone Journal* 11, 1-10.
- Kodešová, R., Rohošková, M., Žigová, A. (2009a): Comparison of aggregate stability within six soil profiles under conventional tillage using various laboratory tests. *Biologia* 64(3), 550-554.
- Kodešová, R., Rohošková, M., Žigová, A., Kodeš, V., Kutílek, M. (2006b): Soil micromorphology, soil structure stability and soil hydraulic properties, 16th Slovak-Czech-Polish Scientific Seminar, ISBN 80-89139-09-4.
- Kodešová, R., Šimůnek, J., Nikodém, A., Jirků, V. (2010): Estimation of parameters of the radially-symmetric dual-permeability model using tension disc infiltrometer and Guelph permeameter experiments. *Vadose Zone Journal*, ISSN: 1539-1663.
- Kodešová, R., Vignozzi, N., Rohošková, M., Hájková, T., Kočárek, M., Pagliai, M., Kozák, J., Šimůnek, J. (2009b): Impact of varying soil structure on transport processes in different diagnostic horizons of three soil types, *Journal Contam. Hydrol.* 104, 107-125.
- Kutílek, M. (1978): *Vodohospodářská pedologie*. SNTL/ALFA Praha, 296 s.
- Kutílek, M. (2004): Soil hydraulic properties as related to soil structure. *Soil and Tillage Research* 79, 175-184.
- Kutílek, M., Nielsen, D.R. (1994): *Soil Hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen.
- Le Bissonnais, Y. (1996): Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: Theory and methodology. *European Journal of Soil Science* 47, 425-437.
- Lhotský, J., Paris, P., Werner, D. (1997): *Vědecké práce 9*. VÚMOP Praha, 174 s., ISSN 1210-1672.

- Lipiec, J., Wójciga, A., Horn, R. (2009): Hydraulic properties of soil aggregates as influenced by compaction. *Soil and Tillage Research* 103, 170-177.
- Loch, R.J. (1994): A method for measuring aggregate water stability with relevance to surface seal development. *Australian Journal of Soil Science* 32, 687-700.
- Low, A.J. (1967): Measurement of stability of moist soil aggregates to falling waterdrops according to Low. In: *West-European Methods for Soil Structure Determination*, 51-78. State Faculty of Agricultural Sciences, Gent.
- Messing, I., Jarvis, N.J. (1993): Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tiled clay soil as measured by tension infiltrometers. *Journal of Soil Science* 44, 11–24.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513–522.
- Mubarak, I., Mailhol, J.C., Angulo-Jaramillo, R., Bouarfa, S., Ruelle, P. (2009a): Effect of temporal variability in soil hydraulic properties on simulated water transfer under high-frequency drip irrigation. *Agricultural Water Management* 96, 1547-1559.
- Mubarak, I., Mailhol, J.C., Angulo-Jaramillo, R., Ruelle, P., Boivin, P., Khaleidian, M. (2009b): Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma* 150, 158–165.
- Murphy, B.W., Koen, T.B., Jones, B.A., Huxedurp, L.M. (1993): Temporal variation of hydraulic properties for some soils with fragile structure. *Australian Journal of Soil Research* 31, 179–197.
- Nciizah, A.D., Wakindiki I.I.C. (2014): Rainfall pattern effects on crusting, infiltration and erodibility in some South African soils with various texture and mineralogy. *Water SA* 40, 57-64, ISSN 0378-4738.
- Nimmo, J.R., Perkins, K.S. (2002): Aggregate stability and size distribution. In: Dane J.H., Topp G.C. [eds.]. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc. Madison, No. 5, 317-328.
- Osunbitan, J.A., Oyedele, D.J., Adekalu, K.O. (2005): Tillage effects on bulk density, hydraulic conductivity and strength of a loamy sand soil in southwestern Nigeria. *Soil and Tillage Research* 82, 57-64.

- Pagliai, M., Vignozzi, N., Pellegrini, S. (2004): Soil structure and the effect of management practices. *Soil and Tillage Research* 79, 131-143.
- Pare, N., Andrieux, P., Louchart, X., Biarnes, A., Voltz, M. (2011): Predicting the spatio-temporal dynamic of soil surface characteristics after tillage. *Soil and Tillage Research* 114, 135-145.
- Perfect, E., Kay, B.D., van Loon, W.K.P., Sheard, R.W., Pojasok, T. (1990): Factors influencing soil structural stability within a growing season. *Soil Science Society of America Journal* 54, 173-179.
- Pojasok, T., Kay, B.D. (1990): Assessment of a combination of wet sieving and turbidimetry to characterize the structural stability of moist aggregates. *Canadian Journal of Soil Science* 70, 33-42.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., Youngs, E.G., Amoozegar, A., Booltink, H.W.G., Bouma, J., (2002): Saturated and field-saturated water flow parameters. In: Dane, J., Topp, C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, USA, pp. 797-878.
- Richards, L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1, 18-33.
- Rodgers, M., Mulqueen, J. (2006): Field-saturated hydraulic conductivity of unsaturated soils from falling-head well tests. *Agricultural Water Management* 79, 160-176.
- Rohošková, M., Valla, M. (2004): Comparison of two methods for aggregate stability measurement - a review. *Plant, Soil and Environment* 8, 379-382.
- Sacco D., Cremon, C., Zavattaro, L., Grignani, C. (2012): Seasonal variation of soil physical properties under different water managements in irrigated rice. *Soil and Tillage Research* 118, 22-321.
- Sander, T., Gerke, H.H. (2007): Preferential Flow Patterns in Paddy Fields Using a Dye Tracer. *Vadose Zone Journal* 6, 105-115.
- Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., Denef, K. (2004): A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota and soil organic matter dynamics. *Soil and Tillage Research*, 79: 7-31.

- Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S.M. (2002): Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils — effect of no-tillage. *Agronomie* 22, 755–775.
- Schwen, A. Bodner, G., Loiskandl, W. (2011a): Time-variable soil hydraulic properties in near-surface soil water simulations for different tillage methods. *Agricultural Water Management* 99, 42-50.
- Schwen, A. Bodner, G., Scholl, P., Buchan, G.D., Loiskandl, W. (2011b): Temporal dynamics of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil and Water Research* 113, 89-98.
- Skjemstad, J.O., Baldock, J.A. (2008): Total and organic carbon. In: Carter, M.R., Gregorich, E.G. (eds.), *Soil Sampling and Method of Analysis*. Canadian Society of Soil Science. Taylor and Francis Group, USA, pp. 225–237.
- Snyder, V.A., Vázquez, M.A. (2005): Structure. In: *Encyclopedia of soils in the environment*. Elsevier Academic Press, Editor-in-Chief Daniel Hillel, 2005, volume Four.
- Soilmoisture Equipment Corp., (2005): Guelph Permeameter Model 2800K1, Operating instructions. Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara CA, 51 s.
- Somaratne, N.M., Smettem, K.R.J. (1993): Effect of cultivation and raindrop impact on the surface hydraulic properties of an alfisol under wheat. *Soil and Tillage Research* 26, 115–125.
- Sparks D.L. (ed.) (1996): *Methods of Soil Analysis, Part 3 – Chemical Methods*. Soil Sci. Soc. of America, Inc. Madison, USA.
- Strudley, W.M., Green, T.R., Ascough, II J.C. (2008): Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research* 99, 4-48.
- Swardji P., Eberbach P.L. (1998): Seasonal changes of physical properties of an Oxic Paleustalf Red Kandosol) after 16 years of direct drilling or conventional cultivation. *Soil and Tillage Research* 49, 65-77.
- Šimůnek, J., M. Šejna, H. Saito, M. Sakai, and M. Th. van Genuchten (2008): The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.08, HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, pp. 330.

- Tomášek, M. (2007): Půdy České republiky, Česká geologická služba Praha, čtvrté vydání, 68 s., ISBN 978-80-7075-688-1
- Valla, M., Kozák, J., Ondráček, V. (2000): Vulnerability of aggregates separated from selected anthrosols developed on reclaimed dumpsites. *Rostlinná Výroba* 46, 563-568.
- van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- van Genuchten, M. Th., Wierenga, P.T. (1976): Mass transfer studies in sorbing porous media: I. Analytical solutions, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 473-480.
- van Dam, J.C., Stricker, J.N.M., Droogers, P. (1994): Inverse method for determining soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 647-652.
- Watson, K.W., Luxmoore, R.J. (1986): Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 578-582.
- Wooding, R. (1968): Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4, 1259-1273.
- Xu, D., Mermoud, A. (2003): Modeling the soil water balance based on time-dependent hydraulic conductivity under different tillage practices. *Agricultural Water Management* 63, 139-151.
- Yang, X.M., Wander, M.M. (1998): Temporal changes in dry aggregate size and stability. *Soil and Tillage Research* 49, 173-183.
- Yoder, R.E. (1936): A direct method of aggregate analysis of soil and a study of the physical nature of erosion losses. *Journal of American Society of Agronomy* 28, 337-351.
- Young, R.A. (1984): A method of measuring aggregate stability under waterdrop impact. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 27, 1351-1353.
- Young, I.M., (1998): Biophysical interactions at the root-soil interface: a review. *Journal of Agricultural Science* 130, 1-7.
- Zbiral, J. (1995): Analýza půd I. Jednotlivé pracovní postupy. Státní kontrolní a zkušební ústav zemědělský Brno, 197 s.

- Zeinalzadeh, K., Kashkuli, H.A., Naseri, A.A., Dadmehr, R. (2011): Temporal variation of soil hydraulic parameters under different land uses. *Journal of Food Agriculture and Environment* 9, 693–698.
- Zhang, R. D. (1997): Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1024–1030.
- Zhang, Z.F.F., Groenevelt, P.H., Parkin, G.W. (1998): The well shape-factor for the measurement of soil hydraulic properties using the Guelph permeameter. *Soil Tillage Research* 49, 219–221.
- Zhou, X., Lin, H.S., White, E.A. (2008): Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and the in temporal changes. *Catena* 73, 180-188.

PŘÍLOHY

Naměřené hodnoty vybraných půdních vlastností a hydrofyzikálních vlastností na kambizemi modální

datum odběru	pH _{H2O}	pH _{KCl}	obsah humusu (%)	Q _{4/6}	WSA	θ _{mom} (%)	θ _{ns} (%)	θ ₃₀ (%)	θ _{MKK} (%)	θ _{RVK} (%)	ρ _d (g.cm ⁻³)	P (%)	P _k (%)	P _n (%)	V _z (%)	K _{MKKVz} (%)	K _{RVKVz} (%)
29.3.2007	6,12	4,95	2,57	4,83	0,48	27,07	36,61	34,81	33,57	28,88	1,53	0,41	29,28	5,89	13,63	7,13	11,83
3.5.2007	6,10	4,91	2,10	3,80	0,54	13,00	43,32	39,89	38,11	31,65	1,52	0,41	31,65	1,05	27,94	2,82	9,29
4.6.2007	5,90	5,21	2,53	4,90	0,57	24,40	31,37	29,07	27,03	23,27	1,59	0,38	23,27	9,41	14,08	11,45	15,21
3.7.2007	5,99	4,99	2,76	4,41	0,70	13,34	36,41	32,64	30,28	24,03	1,50	0,42	24,03	9,15	28,44	11,51	17,75
1.8.2007	5,37	5,03	2,30	4,83	0,49	30,65	41,35	39,92	38,29	32,61	1,45	0,44	32,61	3,73	13,00	5,36	11,04
29.10.2007	5,58	5,10	2,66	4,39	0,63	34,82	39,34	37,92	37,12	33,92	1,56	0,39	33,92	1,44	4,54	2,23	5,43
31.3.2008	5,55	5,20	2,64	4,64	0,52	39,81	43,78	42,58	41,90	38,35	1,43	0,45	38,35	2,61	5,38	3,29	6,85
30.4.2008	5,41	4,89	3,03	5,32	0,39	24,01	38,76	36,95	36,18	30,77	1,60	0,39	30,77	1,62	14,56	2,40	7,80
28.5.2008	5,64	5,10	2,72	4,99	0,51	34,98	43,24	41,75	40,92	36,42	1,48	0,43	36,42	1,52	8,29	2,35	6,85
26.6.2008	5,43	5,03	2,87	4,95	0,46	29,80	42,27	40,63	39,38	34,01	1,46	0,44	34,01	3,48	14,32	4,73	10,11
31.7.2008	5,84	4,95	2,96	5,07	0,50	26,20	42,55	40,49	38,99	33,80	1,48	0,43	33,80	2,93	17,22	4,43	9,62
11.11.2008	6,14	5,24	2,47	4,95	0,43	37,79	44,00	42,97	42,04	36,83	1,39	0,47	36,83	3,78	8,97	4,71	9,93
7.5.2009	5,51	4,68	2,61	5,36	0,64	5,09	29,11	26,57	24,58	20,47	1,60	0,38	20,47	11,66	33,13	13,64	17,75
11.6.2009	5,59	4,79	2,60	5,53	0,57	23,10	37,04	34,99	33,64	29,11	1,49	0,43	29,11	7,65	19,55	9,01	13,54
2.7.2009	5,59	4,70	2,61	5,46	0,50	24,27	30,27	28,60	27,22	22,63	1,53	0,41	22,63	12,42	16,75	13,79	18,39
29.10.2009	6,07	4,85	2,47	4,38	0,61	38,44	39,81	39,23	38,62	35,68	1,55	0,40	35,68	0,93	1,73	1,55	4,49
25.3.2010	5,91	5,12	2,25	4,21	0,50	39,21	45,00	44,02	42,88	36,88	1,35	0,48	36,88	3,86	8,67	5,00	11,00
29.4.2010	5,85	4,88	2,17	4,01	0,66	24,76	45,14	42,18	39,53	33,11	1,40	0,46	33,11	3,60	21,03	6,25	12,67
26.5.2010	5,81	4,54	1,98	5,44	0,56	40,81	42,99	42,30	41,53	37,01	1,43	0,45	37,01	2,46	3,94	3,23	7,74
28.6.2010	5,81	4,62	2,17	5,24	0,57	23,39	41,77	39,29	36,70	30,15	1,44	0,44	30,15	5,09	20,99	7,68	14,24
28.7.2010	5,81	4,72	2,15	5,09	0,52	29,73	38,98	35,85	33,84	29,12	1,44	0,44	29,12	8,58	14,71	10,59	15,31
7.9.2010	5,74	4,72	2,60	5,15	0,75	25,42	32,35	31,21	30,43	26,59	1,59	0,39	26,59	8,17	13,97	8,95	12,79
10.11.2010	5,62	4,46	1,76	5,62	0,46	34,07	43,07	41,88	40,24	34,12	1,46	0,44	34,12	2,54	10,35	4,18	10,29

Naměřené hodnoty vybraných půdních vlastností a hydrofyzikálních vlastností na šedozeemi modální

datum odběru	pH _{H2O}	pH _{KCl}	obsah humusu (%)	Q _{4/6}	WSA	θ _{mom} (%)	θ _{ns} (%)	θ ₃₀ (%)	θ _{MKK} (%)	θ _{RVK} (%)	ρ _d (g.cm ⁻³)	P (%)	P _k (%)	P _n (%)	V _z (%)	K _{MKKVz} (%)	K _{RVKVz} (%)
29.3.2007	7,75	7,28	2,36	3,99	0,43	26,65	33,51	31,80	31,03	26,76	1,54	0,39	26,76	7,40	12,54	8,16	12,44
3.5.2007	7,81	7,08	1,97	3,56	0,68	12,98	43,19	38,34	35,73	28,66	1,44	0,43	28,66	4,92	30,28	7,53	14,59
4.6.2007	7,85	7,12	2,53	4,02	0,66	24,37	29,46	27,70	25,55	21,57	1,61	0,36	21,58	8,69	12,02	10,84	14,82
3.7.2007	7,97	7,32	2,20	4,23	0,56	18,80	37,07	32,60	29,64	23,83	1,45	0,43	23,83	9,93	23,74	12,90	18,71
1.8.2007	7,35	6,95	2,28	3,68	0,70	24,10	39,80	35,86	31,94	25,61	1,31	0,48	25,61	12,53	24,29	16,45	22,78
29.10.2007	7,33	6,98	2,23	3,00	0,52	29,78	34,10	32,86	32,40	30,00	1,69	0,33	30,00	0,44	3,52	0,89	3,30
31.3.2008	7,30	7,01	2,33	3,43	0,47	30,44	36,56	35,28	34,72	31,18	1,61	0,38	31,18	2,31	7,15	2,87	6,40
30.4.2008	7,40	6,99	1,95	3,81	0,54	21,39	32,37	30,34	29,38	23,88	1,68	0,35	23,88	4,57	13,52	5,53	11,03
28.5.2008	7,53	7,16	2,14	3,51	0,53	25,89	37,60	35,73	33,97	29,16	1,57	0,39	29,16	3,53	13,37	5,28	10,10
26.6.2008	7,64	7,22	2,07	3,76	0,50	31,30	34,89	34,41	33,90	30,34	1,58	0,39	30,34	4,23	7,34	4,74	8,30
31.7.2008	7,62	7,22	2,07	3,63	0,41	25,47	36,49	34,85	32,94	28,16	1,57	0,39	28,16	4,22	13,60	6,13	10,91
11.11.2008	7,95	7,34	1,89	3,85	0,30	35,04	38,55	37,63	36,77	32,72	1,56	0,40	32,72	2,04	4,63	2,90	6,95
7.5.2009	7,68	7,07	1,91	4,13	0,48	3,85	29,61	25,57	21,44	15,32	1,52	0,41	15,32	15,02	36,74	19,15	25,26
11.6.2009	7,57	6,83	1,91	4,33	0,60	24,45	34,36	32,71	30,83	25,91	1,50	0,41	25,91	8,66	16,93	10,54	15,47
2.7.2009	7,71	7,21	1,91	3,90	0,61	21,03	28,98	25,75	24,15	19,81	1,60	0,40	19,81	11,85	16,57	13,45	17,79
29.10.2009	7,77	6,99	1,76	3,83	0,65	35,41	37,01	36,58	35,98	32,63	1,57	0,39	32,63	2,15	3,33	2,75	6,10
25.3.2010	7,48	6,97	2,02	3,48	0,65	26,72	44,28	38,31	34,21	27,35	1,29	0,50	27,35	11,20	22,78	15,29	22,16
28.4.2010	7,44	6,95	2,20	3,30	0,59	20,87	42,90	37,13	33,19	27,86	1,34	0,48	27,86	10,42	26,68	14,37	19,69
25.5.2010	7,09	6,58	2,12	3,99	0,63	33,98	42,31	39,19	37,98	31,15	1,36	0,47	31,15	7,86	13,07	9,08	15,91
28.6.2010	7,13	6,61	2,15	3,92	0,67	16,31	39,37	37,21	33,25	27,79	1,49	0,42	27,79	4,71	25,62	8,67	14,14
27.7.2010	7,12	6,51	2,07	3,93	0,60	32,22	37,21	35,16	33,45	29,30	1,49	0,42	29,30	6,51	9,45	8,22	12,37
23.8.2010	7,05	6,49	2,26	3,96	0,76	32,07	38,50	37,26	36,37	32,39	1,51	0,41	32,39	3,93	9,11	4,82	8,80
9.11.2010	7,03	6,50	2,24	4,00	0,48	33,81	41,11	39,95	38,03	32,33	1,47	0,43	32,33	2,85	8,99	4,77	10,48

Naměřené hodnoty vybraných půdních vlastností a hydrofyzikálních vlastností na hnědozemi modální

datum odběru	pH _{H2O}	pH _{KCl}	obsah humusu (%)	Q _{4/6}	WSA	θ _{mom} (%)	θ _{ns} (%)	θ ₃₀ (%)	θ _{MKK} (%)	θ _{RVK} (%)	ρ _d (g.cm ⁻³)	P (%)	P _k (%)	P _n (%)	V _z (%)	K _{MKKVz} (%)	K _{RVKVz} (%)
29.3.2007	6,31	5,89	1,93	4,05	0,29	27,37	33,03	31,44	30,89	28,33	1,62	0,37	28,33	5,21	9,29	5,76	8,32
3.5.2007	6,45	5,93	1,71	3,78	0,59	14,76	36,16	34,11	33,50	30,25	1,58	0,38	30,25	4,17	23,52	4,78	8,03
4.6.2007	6,64	6,15	1,91	3,91	0,48	25,46	28,17	26,96	25,29	22,60	1,63	0,36	22,60	9,28	10,78	10,95	13,64
3.7.2007	6,13	5,38	2,05	4,05	0,35	25,45	29,89	28,11	27,66	24,53	1,58	0,38	24,53	10,21	12,87	10,66	13,79
1.8.2007	6,35	6,09	1,74	3,87	0,56	24,96	36,51	35,79	34,54	30,77	1,52	0,40	30,77	4,66	15,49	5,91	9,68
29.10.2007	6,87	6,45	1,71	3,88	0,43	30,93	35,85	34,55	33,60	30,81	1,62	0,37	30,81	2,17	5,78	3,12	5,90
31.3.2008	6,61	6,16	1,72	3,98	0,44	30,01	38,50	36,42	35,35	31,10	1,50	0,42	31,10	5,98	12,39	7,06	11,31
30.4.2008	6,63	6,15	1,64	4,05	0,52	20,80	36,63	33,52	31,91	25,60	1,49	0,43	25,60	9,17	21,89	10,79	17,10
28.5.2008	6,57	6,25	1,65	3,80	0,47	26,77	40,00	37,22	35,24	29,77	1,50	0,42	29,77	5,25	15,71	7,24	12,71
26.6.2008	6,61	6,21	1,61	3,83	0,43	24,76	37,20	34,99	32,97	27,67	1,51	0,42	27,67	7,00	17,23	9,02	14,32
31.7.2008	6,73	6,03	1,87	3,84	0,43	21,69	40,42	37,32	35,05	28,62	1,43	0,45	28,62	7,51	23,14	9,78	16,20
11.11.2008	6,93	6,09	1,85	3,90	0,36	28,03	41,23	38,13	35,71	28,94	1,30	0,50	28,94	11,95	22,05	14,37	21,14
7.5.2009	6,45	5,94	1,42	4,37	0,64	3,79	27,16	24,09	21,66	17,80	1,59	0,38	17,80	14,01	34,31	16,44	20,30
11.6.2009	6,72	6,11	1,81	4,24	0,47	20,84	35,79	32,95	30,72	26,24	1,49	0,42	26,24	9,23	21,34	11,47	15,94
2.7.2009	6,82	6,21	1,49	4,27	0,40	17,87	30,85	28,30	26,23	20,16	1,51	0,41	20,16	12,76	23,19	14,83	20,89
29.10.2009	6,72	6,07	1,71	3,97	0,52	37,47	37,87	36,66	36,18	33,38	1,55	0,40	33,38	3,01	2,20	3,48	6,29
25.3.2010	6,28	5,96	1,37	3,36	0,49	34,65	38,45	37,37	35,95	30,96	1,52	0,41	30,96	3,62	6,34	5,05	10,03
28.4.2010	6,94	6,35	1,27	3,48	0,33	27,97	36,83	35,44	33,95	30,13	1,56	0,39	30,13	4,01	11,49	5,50	9,33
25.5.2010	6,49	5,81	1,37	4,00	0,22	36,33	35,68	35,28	34,60	31,49	1,54	0,40	31,49	4,87	3,81	5,54	8,65
29.6.2010	6,12	5,37	1,47	4,09	0,56	11,44	37,37	35,78	32,81	26,27	1,52	0,41	26,27	5,05	29,40	8,03	14,57
27.7.2010	6,06	5,35	1,45	4,06	0,43	29,92	34,50	32,37	30,99	27,32	1,53	0,40	27,32	8,03	10,48	9,41	13,08
7.9.2010	6,70	6,13	1,34	3,94	0,55	13,09	33,18	31,83	30,85	24,54	1,33	0,49	24,54	16,67	35,41	17,65	23,96
9.11.2010	6,69	6,11	1,18	3,97	0,46	34,45	38,19	37,18	35,31	30,41	1,54	0,41	30,41	3,54	6,26	5,41	10,31

Koeficienty vulnerability, které byly použity pro výpočet stability agregátů stanovené metodou podle Le Bissonnais (1996)

datum odběru	Kambizem modální			Šedozem modální			Hnědozem modální		
	Kv1	Kv2	Kv3	Kv1	Kv2	Kv3	Kv1	Kv2	Kv3
25.3.2010	5,83	2,08	2,67	9,99	1,39	2,04	16,87	7,03	4,57
29.4.2010	5,25	2,3	2,12	14,84	1,54	1,57	9,47	5,42	3,44
26.5.2010	6,77	3,93	2,98	14,04	1,36	1,72	17,41	3,89	4,54
28.6.2010	4,31	1,65	1,69	5,85	1,68	1,33	14,58	2,79	3,67
28.7.2010	5,79	2,13	1,83	9,06	1,74	1,65	14,66	3,58	4,01
7.9.2010	5,42	2,01	2,23	9,61	2,25	1,95	15,37	3,72	2,84
10.11.2010	4,65	3,54	2,42	12,33	2,89	2,36	17,82	7,04	4,83

Hodnoty nenasyčené (K) a nasycené (K_s) hydraulické vodivosti měřené v terénu

	K (kambizem) (cm min⁻¹)	K (šedozem) (cm min⁻¹)	K (hnědozem) (cm min⁻¹)	K_s (kambizem) (cm min⁻¹)	K_s (šedozem) (cm min⁻¹)	K_s (hnědozem) (cm min⁻¹)
29.3.2007	0	0	0			
3.5.2007	0,008770	0,034052	0,002160			
4.6.2007	0	0,009339	0			
3.7.2007	0,007304	0,022188	0			
1.8.2007	0,004698	0,018499	0,003833			
29.10.2007	0	0,002657	0,001224			
31.3.2008	0	0	0			
30.4.2008	0	0	0			
28.5.2008	0	0	0,002742			
26.6.2008	0	0,004080	0,005005			
31.7.2008	0,005889	0,007307	0,003516			
11.11.2008	0,000839	0,005815	0,000295			
7.5.2009	0,002944	0,022946	0,000966			
11.6.2009	0,010011	0,008753	0,003293			
2.7.2009	0,000865	0,010738	0,002757			
29.10.2009	0	0,004142	0			
25.3.2010	0	0,006414	0,008392	0	0	0
28.4.2010	0,002457	0,018493	0,002014	0,004482	0,009376	0,000978
25.5.2010	0	0,004425	0,000988	0,000032	0,005951	0,014543
28.6.2010	0,001121	0,005225	0,002897	0,001321	0,003940	0,003784
27.7.2010	0,001244	0,005479	0,001337	0,000618	0,001517	0,001884
7.9.2010	0,002322	0,007098	0	0,001719	0,001634	0
9.11.2010	0,007431	0,004365	0,003897	0,030321	0,005260	0,037123

Parametry retenční čáry z HYDRUS-1D v kambizemi modální

datum odběru	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n (-)	Ks (cm den ⁻¹)
29.3.2007	0,398	0,194	0,051	1,307	24,662
	0,415	0,188	0,047	1,486	31,375
	0,402	0,183	0,037	1,334	29,129
3.5.2007	0,383	0,207	0,022	1,482	63,799
	0,398	0,181	0,029	1,355	14,214
	0,406	0,147	0,042	1,329	44,278
4.6.2007	0,387	0,113	0,022	1,228	38,014
	0,390	0,137	0,043	1,215	17,314
3.7.2007	0,436	0,059	0,043	1,149	24,139
	0,457	0,124	0,038	1,251	29,950
1.8.2007	0,425	0,096	0,018	1,177	29,381
	0,428	0,001	0,005	1,500	2,454
29.10.2007	0,399	0,142	0,018	1,144	6,331
	0,395	0,189	0,009	1,246	43,548
	0,387	0,142	0,030	1,088	34,663
31.3.2008	0,407	0,329	0,060	3,058	25,529
	0,459	0,152	0,052	1,158	20,888
	vyhozen				
30.4.2008	0,441	0,180	0,032	1,150	25,894
	0,438	0,007	0,032	1,081	20,462
	0,374	0,308	0,058	1,203	22,063
28.5.2008	0,467	0,217	0,065	1,242	29,390
	0,461	0,251	0,052	1,296	24,643
	0,459	0,268	0,030	1,421	14,467
26.6.2008	0,440	0,168	0,073	1,209	26,184
	0,408	0,001	0,029	1,145	36,038
	0,423	0,297	0,031	2,113	22,095
31.7.2008	0,420	0,324	0,026	1,618	26,899
	0,430	0,077	0,023	1,139	35,719
	0,418	0,297	0,017	1,501	40,114
11.11.2008	0,457	0,316	0,015	2,580	22,126
	0,484	0,247	0,067	1,332	16,217
	0,500	0,269	0,066	1,400	30,149
7.5.2009	vyhozen				
	0,467	0,190	0,037	1,370	27,319
	0,443	0,270	0,034	1,683	8,791
11.6.2009	0,483	0,258	0,025	1,471	22,227
	0,476	0,222	0,038	1,305	30,257
	0,442	0,136	0,020	1,185	38,484
2.7.2009	0,465	0,126	0,033	1,121	19,050
	0,488	0,237	0,055	1,244	22,218
	0,501	0,269	0,049	1,275	12,231
29.10.2009	0,437	0,250	0,044	1,183	44,400
	0,416	0,304	0,023	1,371	12,893

	0,445	0,231	0,016	1,312	12,573
25.3.2010	0,472	0,212	0,046	1,245	22,507
	0,465	0,298	0,020	1,453	12,920
	0,475	0,191	0,050	1,234	42,977
29.4.2010	0,487	0,215	0,025	1,405	28,284
	0,504	0,210	0,039	1,362	31,267
	0,487	0,128	0,012	1,136	34,114
	0,489	0,003	0,018	1,166	38,518
26.5.2010	0,488	0,000	0,014	1,235	8,354
	0,451	0,038	0,011	1,146	36,000
	0,439	0,015	0,011	1,131	20,436
	0,451	0,356	0,018	2,072	22,129
28.6.2010	0,456	0,201	0,046	1,333	23,506
	0,429	0,202	0,038	1,294	26,246
	0,437	0,151	0,049	1,214	21,436
	0,394	0,262	0,126	3,356	22,724
28.7.2010	0,426	0,227	0,024	1,547	35,952
	0,393	0,247	0,011	1,880	20,628
	0,422	0,217	0,020	1,509	29,146
	0,406	0,298	0,035	1,642	17,298
7.9.2010	0,429	0,159	0,043	1,242	20,465
	0,409	0,257	0,040	1,351	22,856
	0,416	0,243	0,020	1,472	17,003
	0,432	0,285	0,058	1,513	23,313
10.11.2010	0,407	0,086	0,020	1,104	40,800
	0,408	0,064	0,018	1,104	39,118
	0,403	0,130	0,018	1,147	33,718
	0,418	0,245	0,022	1,385	16,805

Parametry retenční čáry z HYDRUS-1D v šedozemi modální

datum odběru	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n (-)	Ks (cm den ⁻¹)
29.3.2007	0,3840	0,2009	0,0472	1,2963	23,2421
	0,4074	0,2414	0,0472	1,8583	18,8674
	0,4269	0,2431	0,0802	1,7563	23,9510
3.5.2007	0,3703	0,1415	0,0170	1,3882	13,0121
	0,4032	0,2050	0,0517	1,4183	23,1893
	0,3834	0,2098	0,0314	1,4950	37,0152
4.6.2007	0,4881	0,2305	0,0920	1,6899	38,8488
	0,4440	0,2364	0,0249	2,1370	19,4354
3.7.2007	0,4063	0,1822	0,0279	1,6945	23,4326
	0,4110	0,1808	0,0278	1,6794	34,1064
1.8.2007	0,3816	0,1353	0,0545	2,4024	62,2488
	0,4130	0,0466	0,0887	1,3979	137,8656
29.10.2007	0,3690	0,1999	0,0276	1,1804	20,6878
	0,3597	0,2575	0,0159	1,2208	33,0840

	0,3718	0,2396	0,0409	1,2461	25,2048
31.3.2008	0,3987	0,2505	0,0190	2,0972	30,9192
	0,4045	0,2340	0,0321	1,6467	29,9640
	0,3774	0,2398	0,0469	1,7310	23,9304
30.4.2008	0,3640	0,2368	0,0269	1,8226	31,4880
	0,3700	0,1373	0,0441	1,2263	25,3656
	0,3620	0,2384	0,0358	1,6474	23,6914
28.5.2008	0,4390	0,2296	0,0526	1,6652	23,5284
	0,4155	0,2039	0,0360	1,3968	22,5854
	0,4358	0,2491	0,0269	2,1043	2,5913
26.6.2008	0,4060	0,2009	0,0083	1,4255	152,2608
	0,4120	0,3012	0,0167	2,3744	22,5936
	0,4080	0,1389	0,0352	1,1759	29,3880
31.7.2008	0,4162	0,1813	0,0133	1,4959	19,7011
	0,4420	0,2074	0,0219	1,6800	6,3614
	0,4189	0,2479	0,0366	1,5427	18,4126
11.11.2008	0,4023	0,1355	0,0270	1,2782	29,7960
	0,4077	0,2298	0,0337	1,6668	30,1344
	0,4035	0,2626	0,0270	1,8263	16,2418
7.5.2009	0,4380	0,1972	0,0234	1,7202	43,8168
	0,4100	0,2347	0,0261	1,8705	26,8553
	0,4144	0,0857	0,0062	1,8161	5,5056
11.6.2009	0,4106	0,0955	0,0279	1,1428	28,6224
	0,4358	0,2636	0,0158	1,7040	28,9248
	0,4163	0,2275	0,0309	1,2395	35,5992
2.7.2009	0,4840	0,2317	0,1090	1,5911	89,1144
	0,3980	0,2022	0,0729	1,3395	18,9768
	0,4000	0,1761	0,0165	1,4629	16,7510
29.10.2009	0,3980	0,2576	0,0051	1,5128	47,7600
	0,4000	0,0370	0,0097	1,1351	10,6106
	vyhozen				
25.3.2010	0,5367	0,0419	0,0459	1,1973	19,3610
	0,5320	0,3066	0,0435	1,6211	22,1136
29.4.2010	0,5416	0,2427	0,0798	1,6521	63,3264
	0,4891	0,2477	0,0484	1,5629	45,0024
	0,5392	0,2319	0,0508	1,5107	27,9264
	0,5074	0,2411	0,0548	1,6593	25,7232
26.5.2010	0,4274	0,2582	0,0589	1,5092	17,6933
	0,4200	0,2747	0,0476	1,3635	20,6395
	0,4473	0,2466	0,0775	1,4332	32,0976
	0,4215	0,3030	0,0542	1,4005	25,9032
28.6.2010	0,4292	0,2533	0,0114	2,1971	27,0888
	0,4240	0,0714	0,0197	1,1716	39,7656
	0,4350	0,2310	0,0187	1,6972	34,1640
	0,4380	0,1860	0,0169	2,2989	41,6184
28.7.2010	0,3690	0,1592	0,0386	1,2157	27,6672

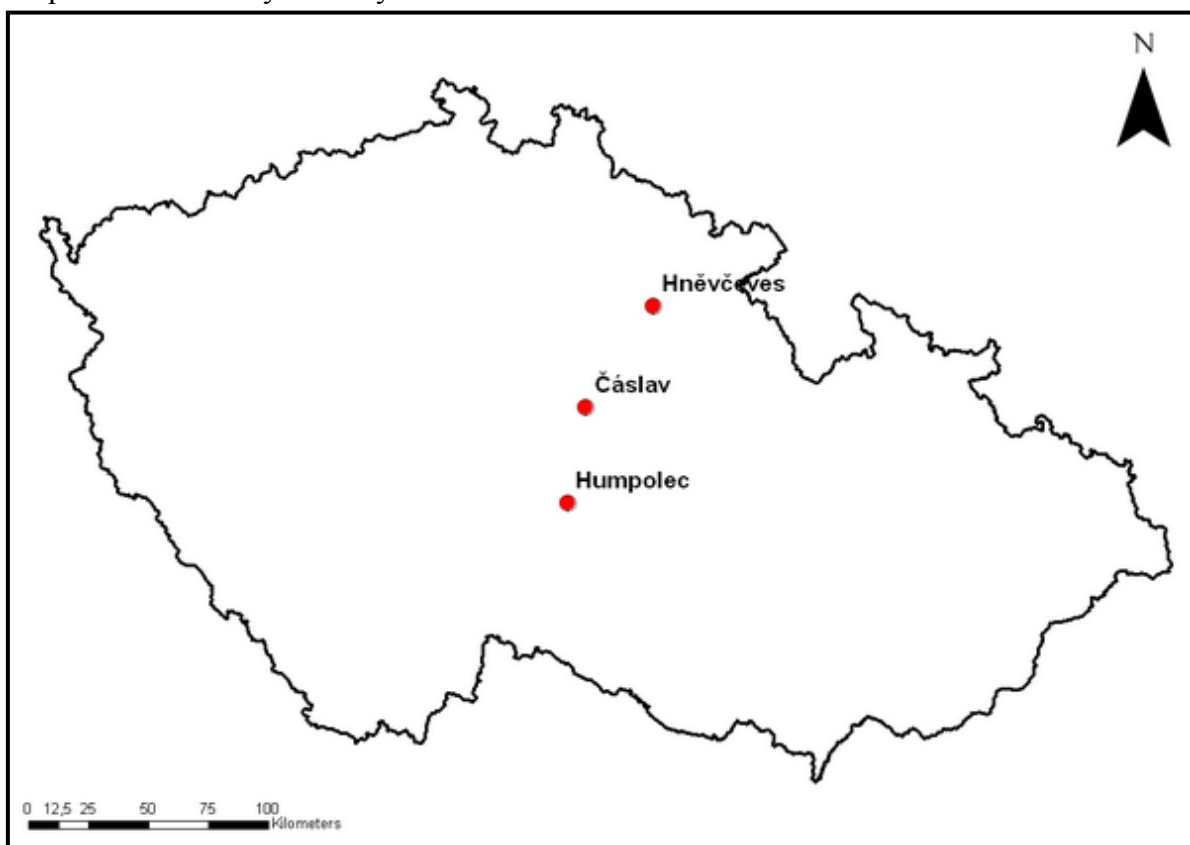
	0,3630	0,2584	0,0220	1,5581	30,2856
	0,3780	0,1560	0,0511	1,2444	22,1081
	0,3790	0,1672	0,0192	1,3633	46,4304
23.8.2010	0,4630	0,2367	0,0513	1,4406	24,7200
	0,4430	0,2428	0,0363	1,0991	27,5544
	vyhozen				
	0,4440	0,2709	0,0217	1,8402	36,5568
10.11.2010	0,3970	0,2105	0,0597	1,4255	20,3770
	0,3930	0,1892	0,0453	1,3938	28,5744
	0,3820	0,0025	0,0091	1,1428	36,2496
	0,3790	0,2727	0,0130	3,4834	16,2154

Parametry retenční čáry z HYDRUS-1D v hnědozemí modální

datum odběru	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n (-)	Ks (cm den ⁻¹)
29.3.2007	0,4224	0,2521	0,1174	1,3777	23,1307
	0,4041	0,2121	0,0717	1,2367	22,6910
	0,3981	0,2310	0,0623	1,2881	15,5806
3.5.2007	0,3578	0,1622	0,0497	1,2255	26,1216
	0,3691	0,0303	0,0185	1,1912	26,0616
	0,3642	0,0113	0,0123	1,1723	17,5567
4.6.2007	0,3226	0,2760	0,0505	3,3371	26,2560
	0,3490	0,1774	0,0589	1,5109	46,0344
3.7.2007	0,3478	0,0034	0,0500	1,1340	25,7304
	0,3447	0,0173	0,0223	1,1712	29,5536
1.8.2007	0,3349	0,2028	0,0169	1,5855	17,5694
	0,3321	0,1383	0,0360	1,3297	23,8946
29.10.2007	0,4195	0,2738	0,1526	1,3434	15,0149
	0,3890	0,0276	0,0355	1,0978	46,1784
	0,3864	0,1815	0,0327	1,1872	18,8669
31.3.2008	0,4104	0,2342	0,0432	1,4148	25,1592
	0,4079	0,0327	0,0442	1,1723	17,7950
	vyhozen				
30.4.2008	0,4280	0,1074	0,0534	1,2541	34,2960
	0,4160	0,0789	0,0220	1,2723	27,4536
	0,4340	0,1931	0,0063	3,2795	19,8581
28.5.2008	0,3818	0,0726	0,0256	1,2686	31,3656
	0,3610	0,2420	0,0269	2,1554	18,5434
	0,3623	0,2262	0,0255	1,8408	17,8450
26.6.2008	0,4080	0,2274	0,0385	1,6324	23,7816
	0,4070	0,0031	0,0045	2,8000	0,1280
	0,3985	0,1769	0,0275	1,2267	3,6389
31.7.2008	0,4160	0,0368	0,0191	1,2491	35,0760
	0,4110	0,1546	0,0260	1,3683	32,4552
	0,4190	0,0695	0,0217	1,2274	29,4456
11.11.2008	0,5084	0,2143	0,0822	1,5393	18,6425

	0,4698	0,1797	0,0489	1,1407	23,7365
	0,4864	0,1895	0,0557	1,4278	54,2208
7.5.2009	0,4212	0,0006	0,0083	1,3051	11,2481
	0,4660	0,0020	0,0137	1,3441	27,1416
	0,4218	0,0632	0,0182	1,3058	36,9768
11.6.2009	0,4010	0,1302	0,0238	1,7823	29,3568
	0,3910	0,1759	0,0298	2,1225	25,7064
	0,3920	0,1171	0,0193	1,5250	24,0936
2.7.2009	0,4318	0,0074	0,0201	1,1889	26,7816
	0,4740	0,0003	0,0398	1,1726	42,4632
	0,4438	0,0820	0,0299	1,2368	26,7802
29.10.2009	0,4010	0,2580	0,0859	1,1948	27,1128
	0,3950	0,2796	0,0195	1,5948	10,9231
	0,4060	0,3081	0,0352	1,8513	12,4745
25.3.2010	0,4104	0,0058	0,0422	1,1400	32,2968
	0,4401	0,1149	0,0618	1,2201	28,5816
	0,3965	0,0684	0,0370	1,1552	20,1590
29.4.2010	0,4121	0,0679	0,0250	1,1741	29,1696
	0,3936	0,2178	0,0136	1,5033	30,0360
	0,4284	0,1790	0,0483	1,2101	20,7134
	0,3971	0,1564	0,0506	1,1867	25,5480
26.5.2010	0,4480	0,1878	0,0364	1,1767	8,2130
	0,4496	0,0471	0,0254	1,1455	40,6872
	0,4660	0,0005	0,0223	1,1760	65,6112
	0,4558	0,0013	0,0135	1,3524	7,7789
28.6.2010	0,4244	0,0018	0,0224	1,2198	39,4032
	0,4252	0,0007	0,0049	1,3770	36,4296
	0,4371	0,0020	0,0351	1,1622	32,7528
28.7.2010	0,3940	0,2603	0,0365	1,7338	21,4015
	0,3832	0,0888	0,0487	1,1801	21,7214
	0,3930	0,1262	0,0405	1,2343	23,9376
	0,3970	0,1768	0,0410	1,3001	24,6744
7.9.2010	0,5840	0,2207	0,0818	1,5349	143,3592
	0,5590	0,2444	0,0616	1,5996	23,6911
	0,5630	0,2479	0,1024	1,4352	57,3864
	0,5910	0,2824	0,1404	2,0149	106,3152
10.11.2010	0,3920	0,2932	0,0247	2,1223	20,5663
	0,4020	0,0490	0,0494	1,1265	31,0200
	0,3980	0,2739	0,3688	1,5240	23,9038
	0,4190	0,1928	0,0414	1,2927	23,9950

Mapa ČR s odběrovými místy

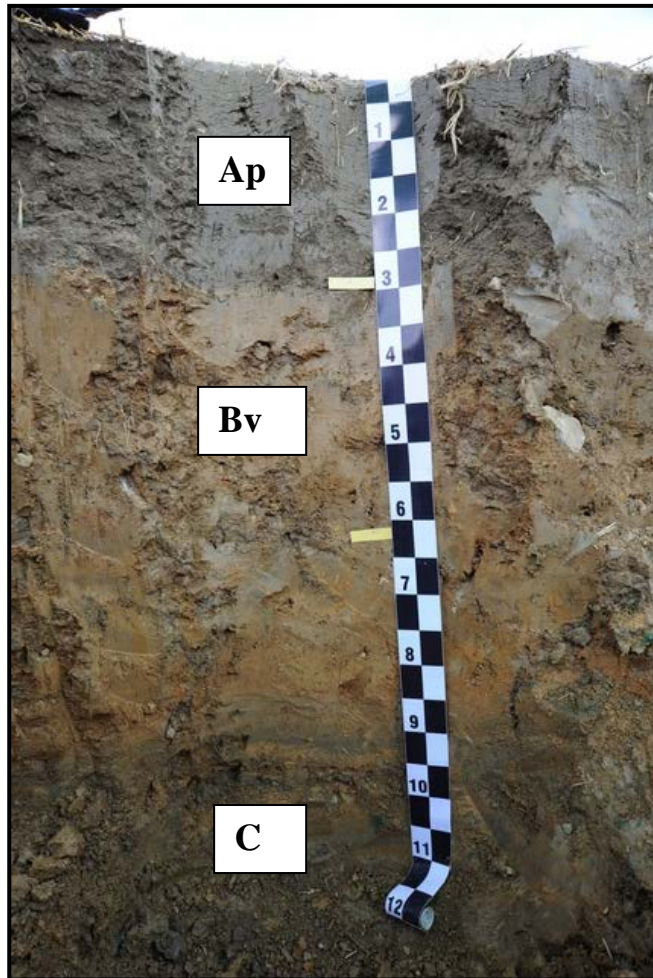


Odběr neporušených půdních vzorků

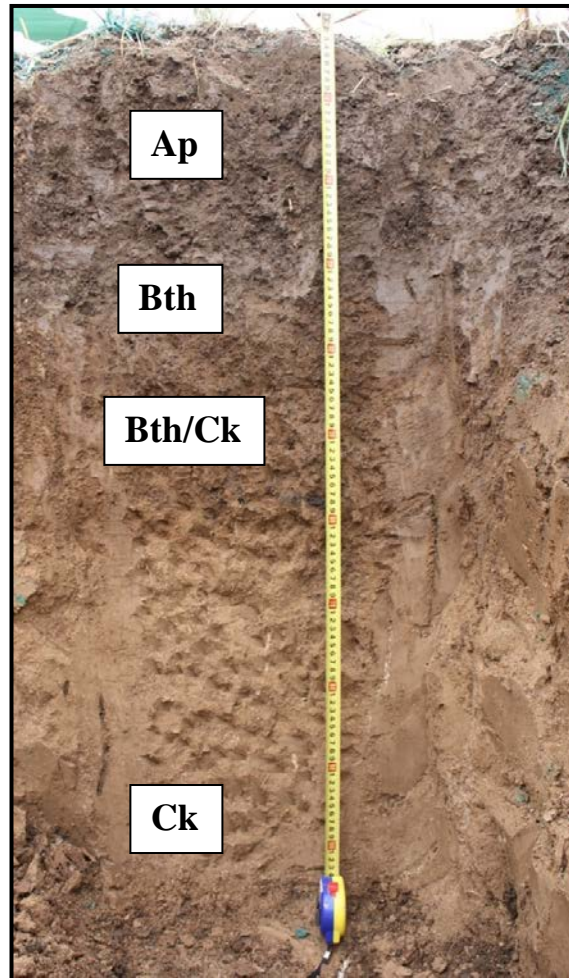


Půdní typy

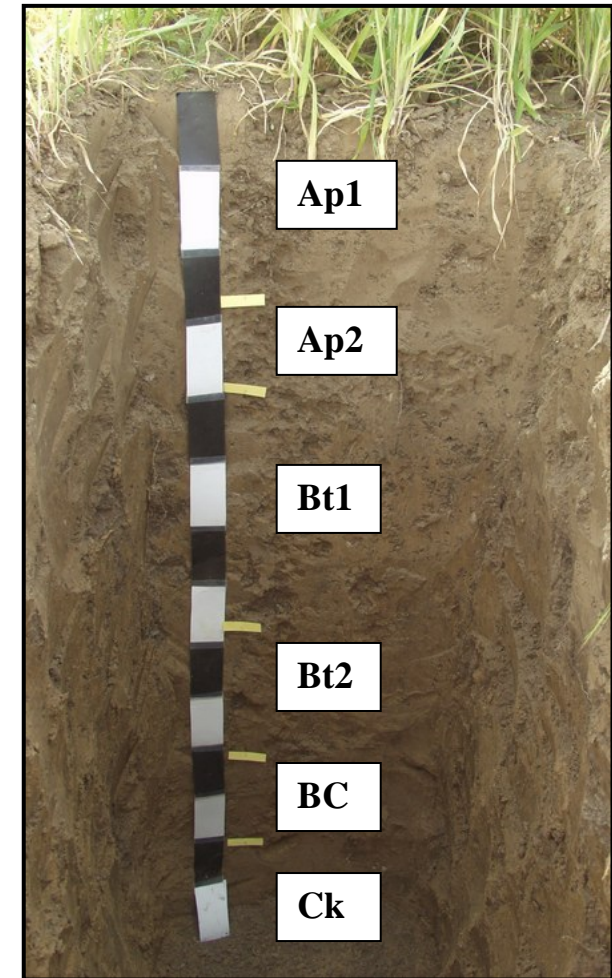
Kambizem modální na pararule



Šedozem modální na spraši

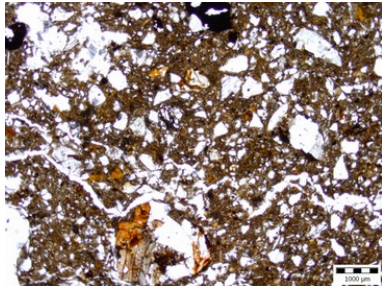


Hnědozem modální na spraši

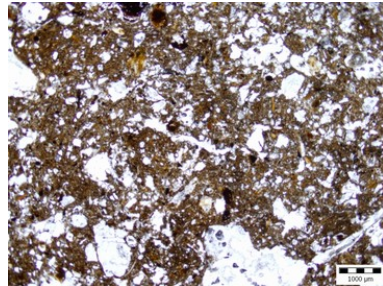


Mikromorfologické snímky z kambizemě modální

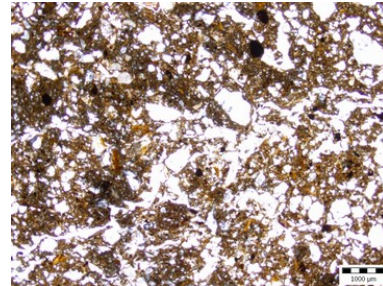
29.3.2007



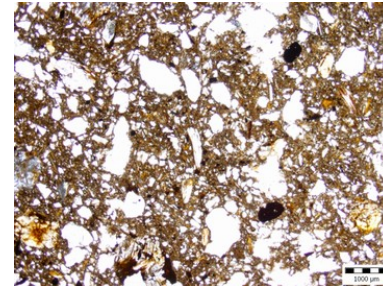
3.5.2007



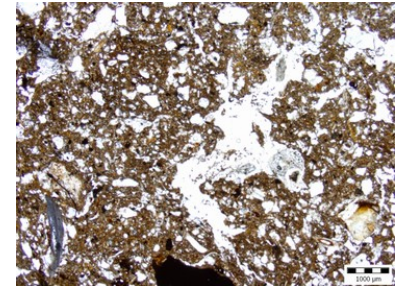
4.6.2007



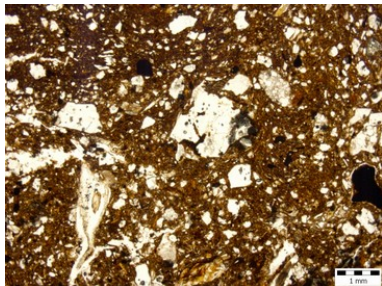
3.7.2007



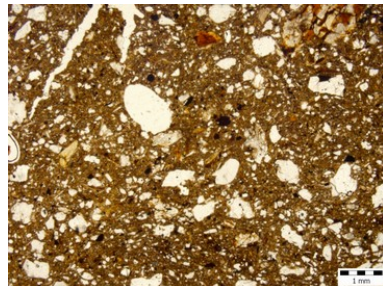
1.8.2007



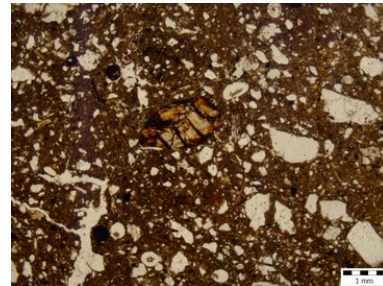
29.10.2007



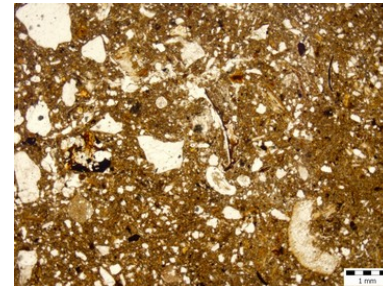
31.3.2008



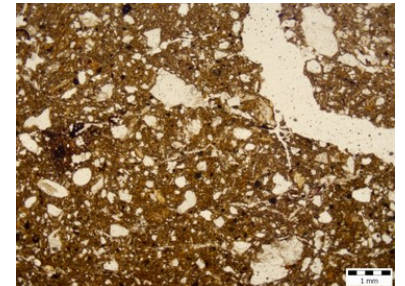
30.4.2008



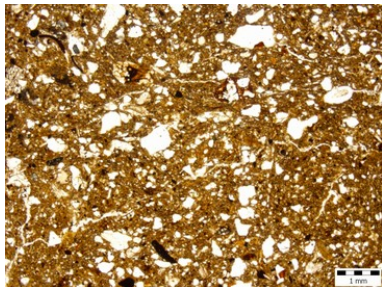
28.5.2008



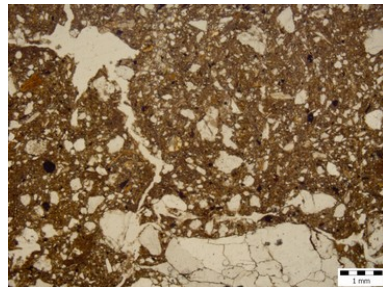
26.6.2008



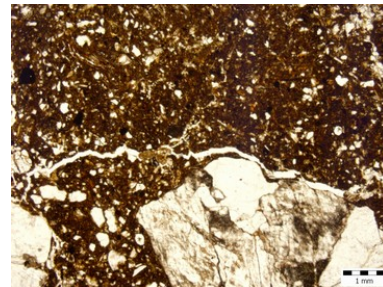
31.7.2008



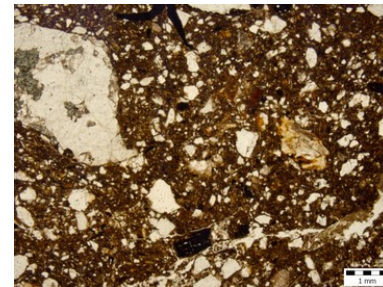
11.11.2008



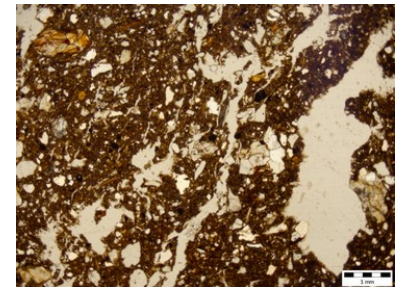
7.5.2009



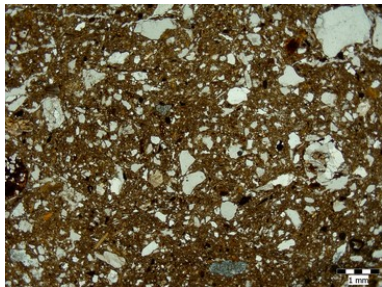
11.6.2009



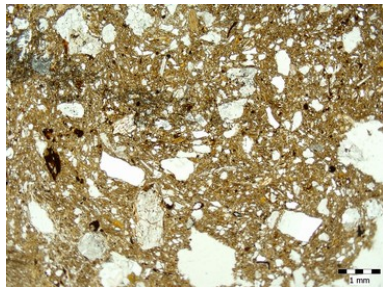
2.7.2009



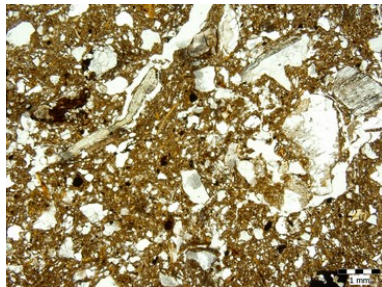
29.10.2009



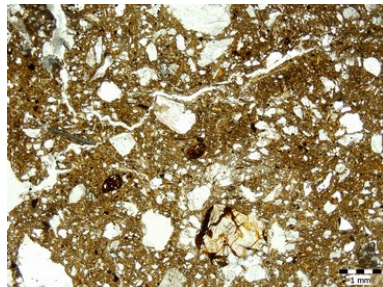
25.3.2010



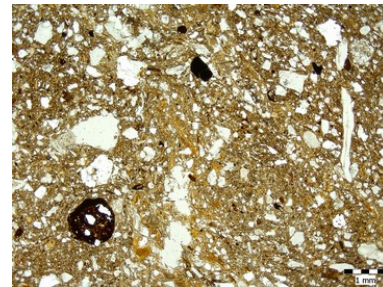
28.4.2010



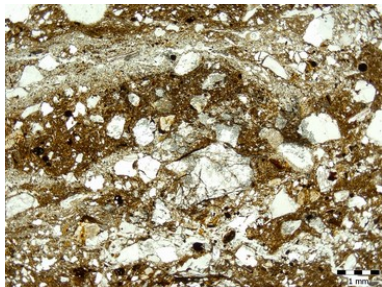
25.5.2010



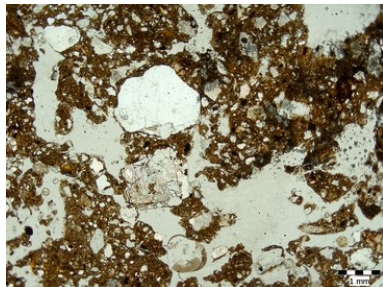
29.6.2010



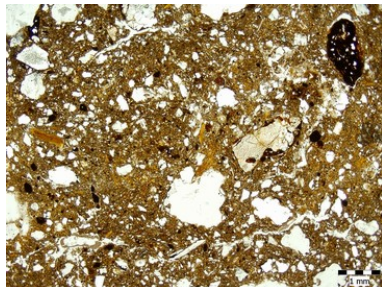
27.7.2010



7.9.2010

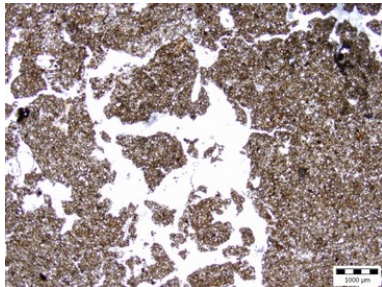


9.11.2010

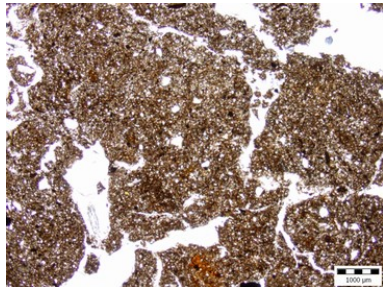


Mikromorfologické snímky z šedozemě modální

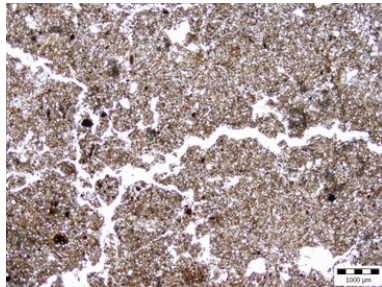
29.3.2007



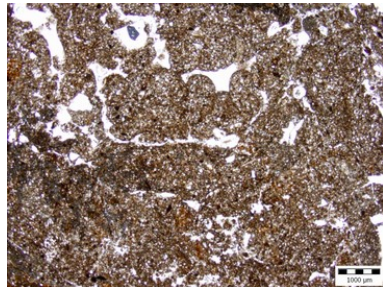
3.5.2007



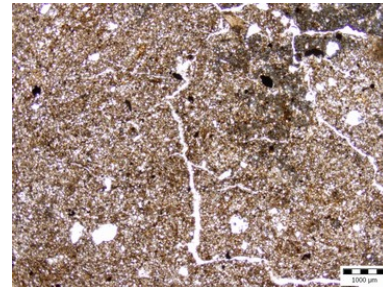
4.6.2007



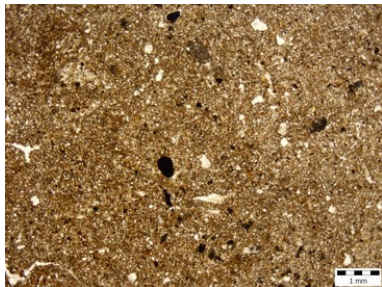
3.7.2007



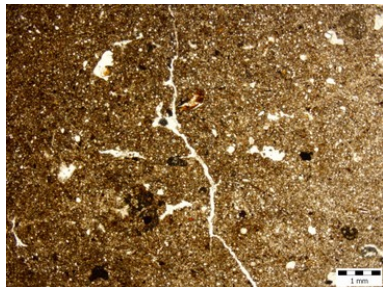
1.8.2007



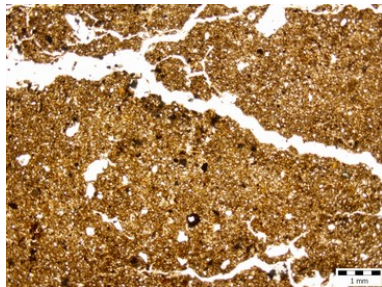
29.10.2007



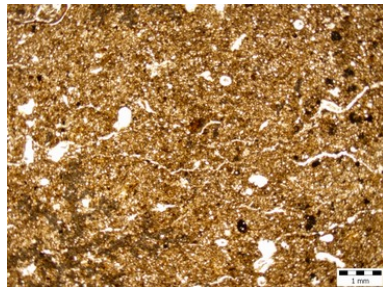
31.3.2008



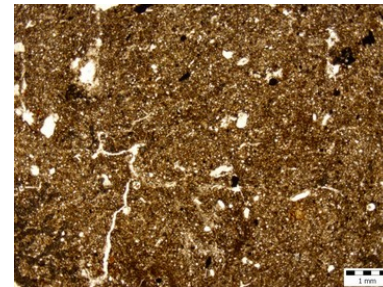
30.4.2008



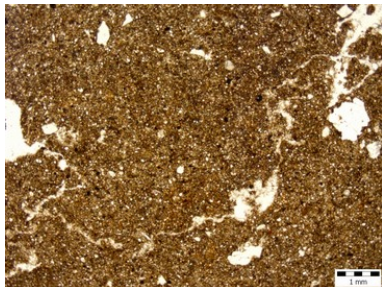
28.5.2008



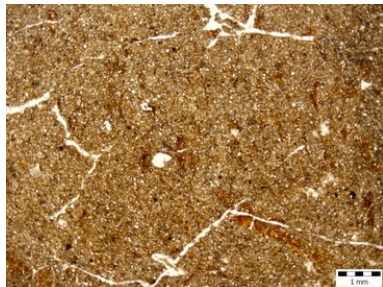
26.6.2008



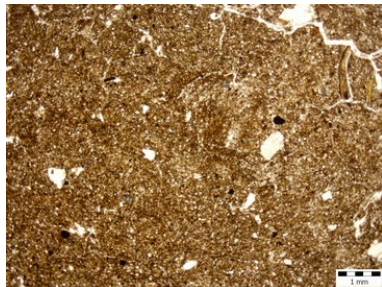
31.7.2008



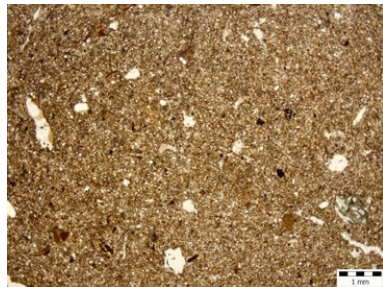
11.11.2008



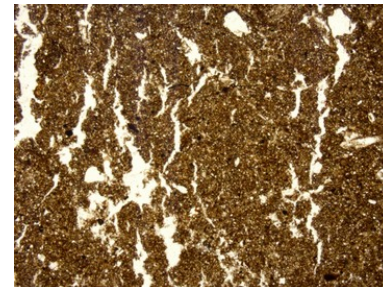
7.5.2009



11.6.2009



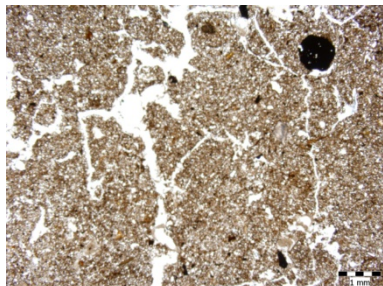
2.7.2009



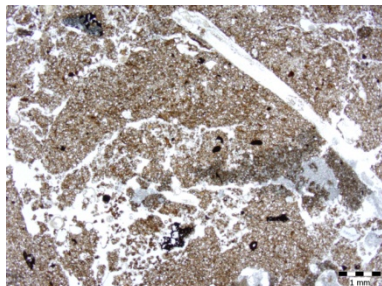
29.10.2009



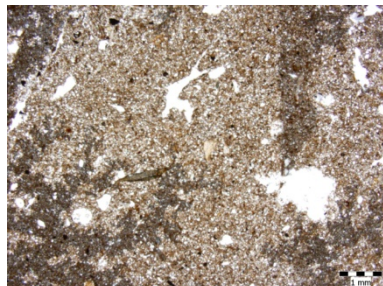
25.3.2010



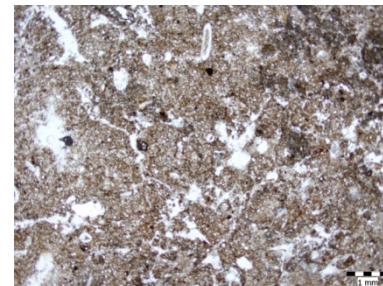
28.4.2010



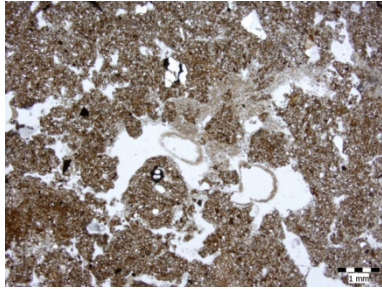
25.5.2010



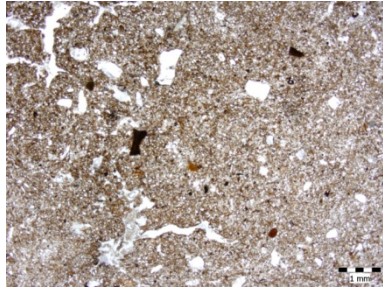
29.6.2010



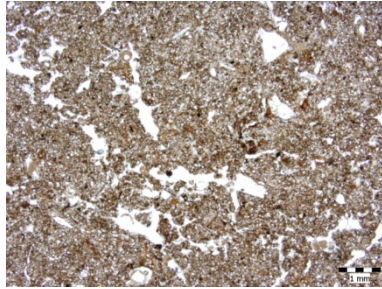
27.7.2010



23.8.2010

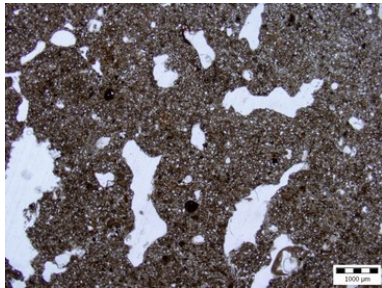


9.11.2010

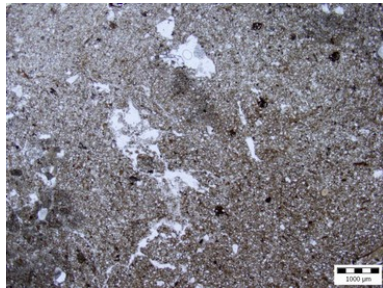


Mikromorfologické snímky z hnědozemě modální

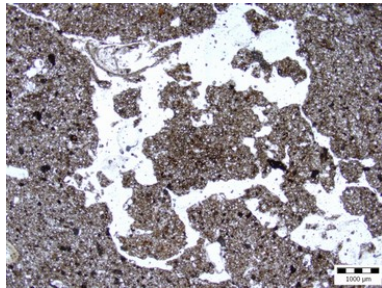
29.3.2007



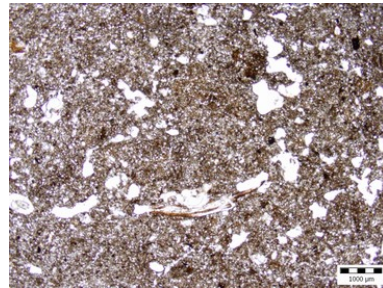
3.5.2007



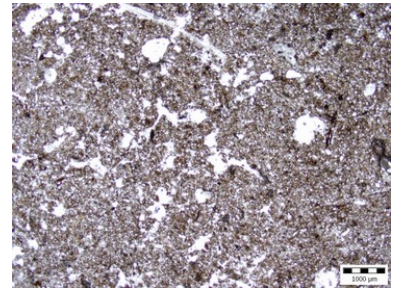
4.6.2007



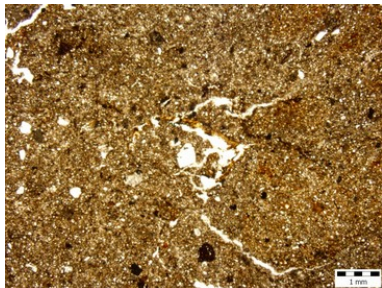
3.7.2007



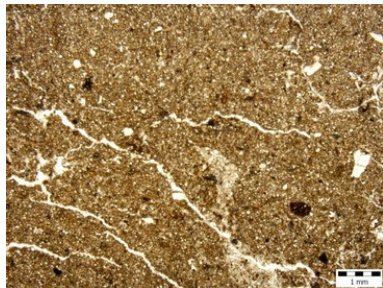
1.8.2007



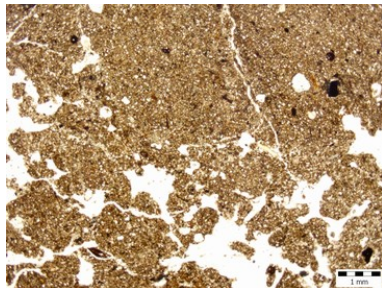
29.10.2007



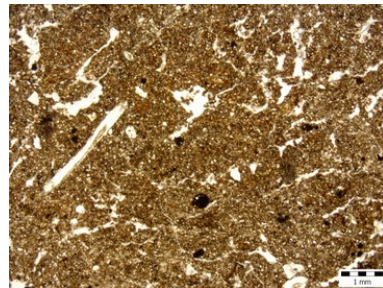
31.3.2008



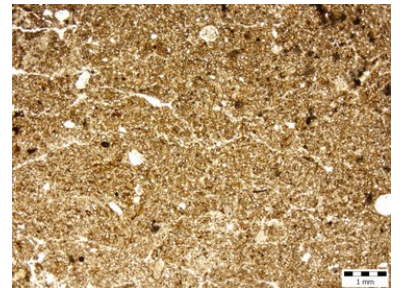
30.4.2008



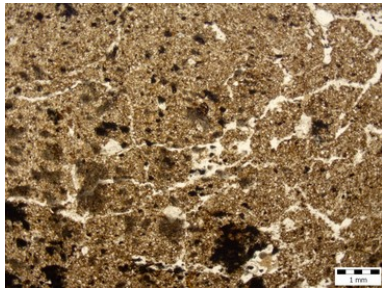
28.5.2008



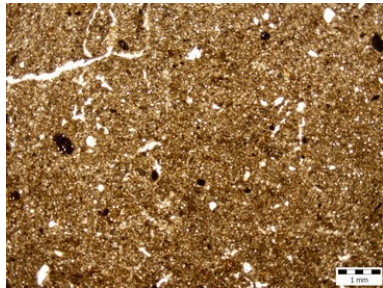
26.6.2008



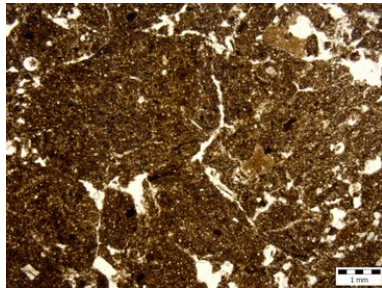
31.7.2008



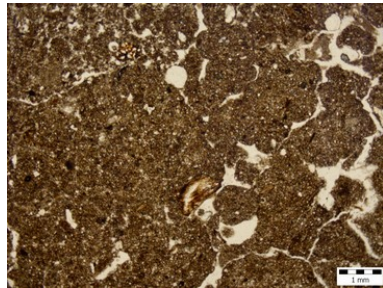
11.11.2008



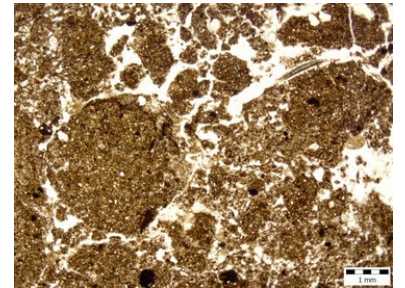
7.5.2009



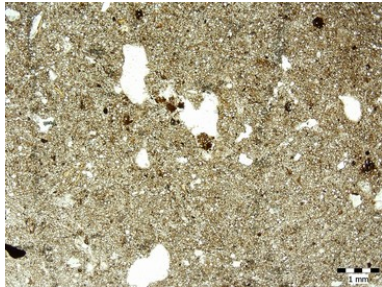
11.6.2009



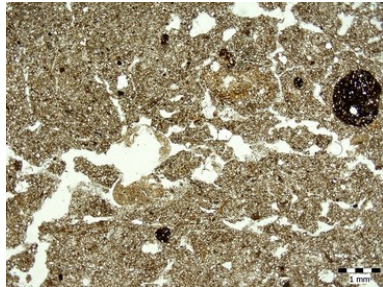
2.7.2009



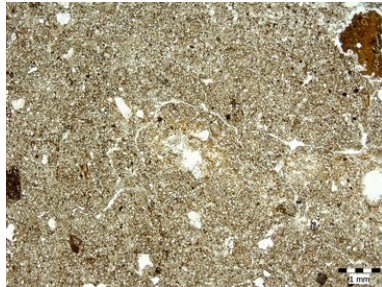
29.10.2009



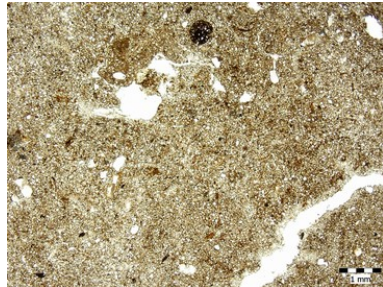
25.3.2010



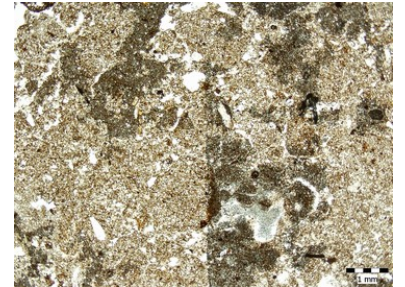
28.4.2010



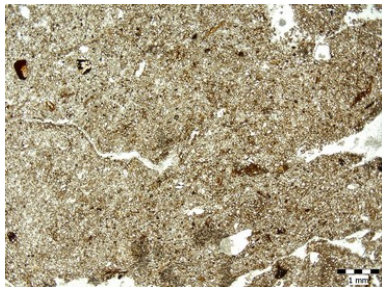
25.5.2010



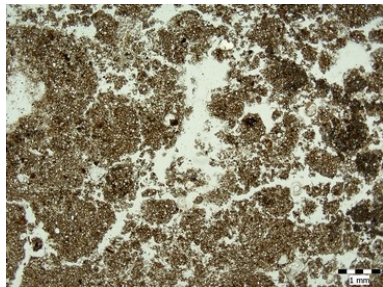
29.6.2010



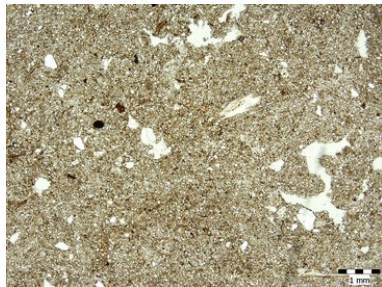
27.7.2010



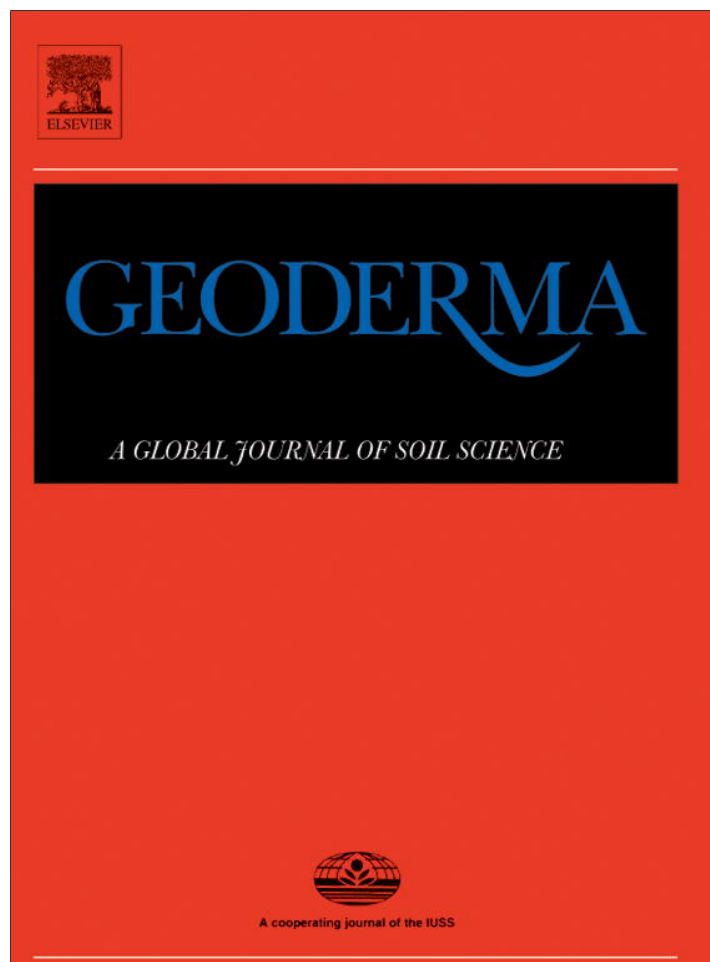
7.9.2010



9.11.2010



Provided for non-commercial research and education use.
Not for reproduction, distribution or commercial use.



This article appeared in a journal published by Elsevier. The attached copy is furnished to the author for internal non-commercial research and education use, including for instruction at the authors institution and sharing with colleagues.

Other uses, including reproduction and distribution, or selling or licensing copies, or posting to personal, institutional or third party websites are prohibited.

In most cases authors are permitted to post their version of the article (e.g. in Word or Tex form) to their personal website or institutional repository. Authors requiring further information regarding Elsevier's archiving and manuscript policies are encouraged to visit:

<http://www.elsevier.com/authorsrights>



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Geoderma

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geoderma

Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types



Veronika Jirků^{a,*}, Radka Kodešová^a, Antonín Nikodem^a, Marcela Mühlhanslová^a, Anna Žigová^b

^a Czech University of Life Sciences Prague, Faculty of Agrobiology, Food and Natural Resources, Dept. of Soil Science and Soil Protection, Kamýcká 129, CZ-16521 Prague, Czech Republic

^b Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., Institute of Geology, Rozvojová 269, CZ-165 00 Prague, Czech Republic

ARTICLE INFO

Article history:

Received 14 August 2012

Received in revised form 27 March 2013

Accepted 29 March 2013

Available online xxxx

Keywords:

Aggregate stability

Soil-water retention curve

Hydraulic conductivity

Soil micromorphology

Seasonal and annual variability

ABSTRACT

The soil structure and hydraulic properties of arable soils considerably vary during the year due to the periodical tillage, fertilization, plant and root grow, climate impact etc. The knowledge of these soil properties is essential when assessing water regime and associated dissolved substance transport in soils. Temporal variability of soil properties measured in surface horizons of three soil types (Haplic Cambisol, Greyic Phaeozem, Haplic Luvisol) was studied in years from 2007 to 2010. Undisturbed soil samples were taken every month to evaluate the actual field soil-water content, bulk density, porosity and hydraulic properties. The grab soil samples were taken every month to evaluate aggregate stability using the WSA (water stable aggregates) index, pH_{H_2O} and pH_{KCl} , soil organic matter content and quality. Unsaturated hydraulic conductivity for pressure head of -2 cm was measured directly in the field using the minidisk tension infiltrometer. In addition soil structure was documented on micromorphological images.

In some cases, the similar seasonal trends of the soil pH_{H_2O} , pH_{KCl} , organic matter quality, bulk density, porosity or aggregate stability were observed in different soils. Parameters characterizing soil hydraulic properties were highly variable and did not show similar trends for different soils. This study showed different trends during different years. Thus data, which were obtained during one year period, could not be used to generalize soil properties development in particular soil and crop. The soil structure, aggregate stability and soil hydraulic properties were interrelated and depended on plant growth, rainfall and tillage. The drier conditions in some soils positively influenced the soil aggregate stability, slope of the retention curve at the inflection point and hydraulic conductivity. Probably due to the high variation of soil hydraulic properties no closer correlation between them and other properties was detected. The slope of the retention curve at the inflection point (e.g. indicator of soil physical quality) in many cases increased (decreased) when also the soil aggregate stability and hydraulic conductivity values increased (decreased). No closer correlation was revealed when analyzing these relationships for the entire observation period.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Knowledge of water regime of arable soils and associated dissolved substances transport is important when assessing potential crop production, soil and groundwater contamination, catchment water balance, designing water and agrochemical management within the area etc. Agricultural management considerably affects all soil properties and may lead to soil degradation. Soil structure and consequently soil hydraulic properties of tilled soil vary in space and time (Strudley et al., 2008). In general there are 3 major processes, which modify soil structure (e.g. also soil porous system) after the tillage (Cassel, 1983): a) soil consolidation; b) biophysical root activities; and c) wetting and drying cycles. Soil consolidation is caused by any external pressure or rainfall impact. Root activities compress soil aggregates (Hillel, 2004). Root water uptake increases the bulk density near the roots due to

soil adhesion (Young, 1998). Roots enhance aggregate stability due to exudation, death and decay, which stimulate microbial activities and production of humic cements (Hillel, 2004). Wetting and drying cycles cause soil particle/aggregate rearrangement. Frequent drying and wetting cycle can induce aggregate stabilization rather than aggregate disruption (Denef et al., 2001). The aggregate disintegration due to wet event may allow creating more packed particle configuration, resulting in greater cohesion upon the next drying event (Kemper and Rosenau, 1984).

Soil aggregation is under the control of different mechanisms in different soil types. Flocculated clay particles, or their complexes with humus (organo-mineral complexes) and soil organic matter, act as the main cementing agents in soil aggregates. The cementing effect of free Fe and Al oxides is important in soils with low organic matter content (Six et al., 2002). Generally, the level of aggregation and the stability of aggregates increase with increasing organic matter content, surface area of clay minerals, and cation exchange capacity (Bronick and Lal, 2005). The temporal variability of the soil aggregate stability was

* Corresponding author. Tel.: +420 2 24 38 25 92; fax: +420 2 34 38 18 36.
E-mail address: Nikaj@email.cz (V. Jirků).

shown for instance by Perfect et al. (1990), Chan et al. (1994), and Yang and Wander (1998). Chan et al. (1994) documented that while the mean (temporal) aggregate stability of the different treatment was significantly related to the mean organic carbon content and polysaccharide content, the temporal changes of aggregate stability were not related to the organic carbon content nor the living root length density. They also observed that seasonal fluctuation in aggregate stability was significantly related to the soil water content at the time of sampling. Perfect et al. (1990) presented that soil aggregate stability decreased with increase in soil-water content and found that variation in soil-water content during the season was the most significant factor determining fluctuation in aggregate stability. Negative correlation of aggregate stability and soil-water content was proven also by Coote et al. (1988). Yang and Wander (1998) did not find consistent effect of soil-water content on soil aggregate size and stability. They suggested that the higher aggregate stability was found due to crop roots, exudates microbial by-products and wet/dry cycles.

Soil pore system and consequently physical and hydraulic properties change due to soil deformation (Alaoui et al., 2011). Suwardji and Eberbach (1998) studied both, aggregate stability and saturated and unsaturated (tension of 4 cm) hydraulic conductivities (K). They documented the lowest aggregate stability during the winter and increased in spring. The K values decreased during the growing season. Murphy et al. (1993) showed that K values at tensions of 1 and 4 cm varied temporally due to the tillage, wetting/drying, and plant growth. Messing and Jarvis (1993) presented that the K values (tensions from 0 to 11 cm) decreased during the growing season due to the structural breakdown by rain and surface sealing. Somaratne and Smettem (1993) documented that while the K values at tension of 2 cm were reduced due to the raindrop impact, the K values at tension of 4 cm were not influenced. Azevedo et al. (1998) measured tension infiltration from 0 to 9 cm and showed that macropore flow decreased from 69% in July to 44% in September. Farkas et al. (2006) showed that saturated and near-saturated hydraulic conductivities considerably (4-times and 2-times, respectively) decreased during the vegetation period. Hum et al. (2009) also observed decreasing trends of K values measured at 4 tensions (0–15 cm) from May to August. They also showed decreasing fractions of macropores and mesopores and increasing fraction of micropores. Bamberg et al. (2011) observed increasing bulk densities (e.g. decreasing total porosity), decreasing macroporosity, increasing microporosity and increasing field capacity. Alletto and Coquet (2009) also documented increase of bulk density during the growing season and changes of hydraulic conductivities measured at variable tensions (0–15 cm). Decreasing values of hydraulic conductivities were mostly measured at sites under conventional tillage. Bormann and Klaasen (2008) found contradictory development of bulk density (e.g. decrease between spring and summer). Saturated hydraulic conductivities increased due to a decreasing bulk density, due to an increasing soil aggregation and increasing density of continuous macropores. This could be attributed to root grow and other biological activities taking place in soil, which was initially more compacted than for instance soil in study by Alletto and Coquet (2009). Bormann and Klaasen (2008) also documented decreasing values of a field capacity, which was explained by increasing fraction of macropores (e.g. increasing activity of macrofauna due to a convenient weather condition). Zeinalzadeh et al. (2011) observed increasing trends (from June to August) of K values measured at 6 tensions (0–15 cm) at the barley, orchard and bare land and decreasing trends of K values at the corn field. Bodner et al. (2008) studied changes of near-saturated hydraulic conductivity during two winters (e.g. the impact of the rainfall, soil drying and frost on the seasonal changes of soil hydraulic properties in the structure-related range). They found a significant increase of hydraulic conductivity values and reduction in the flow-weighted mean pore radius. Sacco et al. (2012) documented a progressive compaction of the soil and consequent reduction of near-saturated hydraulic conductivity due to submersion (at the rise field). Macro- and meso-porosity decreased while

micro-porosity increased. The non-submerged field showed bulk density deduction due to the rainfall. Angulo-Jaramillo et al. (1997) discovered that only the more homogeneous sandy soil under furrow irrigation exhibited significant decrease in sorptivity. Dörner et al. (2010) presented dynamic development of structural properties of Andisol, which were impacted mainly by wetting and drying cycles. They showed that the saturated hydraulic conductivity decrease due to water infiltration, which caused a particle release, transport and re-sedimentation. Dynamic of hydraulic and mechanical properties influenced by grazing events (soil compaction) and wetting and drying cycles (soil-pore recovery) was documented for an Andisol (Dec et al., 2012) and for a volcanic ash soil (Dec et al., 2011).

Mubarak et al. (2009a,b) documented changes of both hydraulic properties (e.g. soil water retention and hydraulic conductivity) due to the impact of drip irrigation during the short term period (2 weeks before, and 1 and 3 weeks after irrigation started). Schwen et al. (2011a,b) studied also both hydraulic properties but during the three year period. They showed that saturated hydraulic conductivity and saturated soil water content strongly decreased after tillage during winter, which occurred due to rainfall-induced pore sealing and settling. The decrease of both properties was followed by their gradual increase in spring and summer due to biological activity, root development and wetting/drying cycles. While parameter n of the van Genuchten model describing shape of the retention curve showed only small temporal dynamic, parameter α showed high variability.

Finally, there have been some attempts to predict the temporal variation of soil properties. Among others Pare et al. (2011) evaluated prediction models of temporal variation of soil surface characteristics after tillage at the catchment scale. They studied the rainfall impact on a bare soil.

The goal of this study was to assess the temporal variability of the soil structure, aggregate stability and hydraulic properties with respect to each other and to varying soil physical and chemical properties, soil management and climatic conditions. The advance of the approach (in comparison to previous studies) was in studying greater amount of soil parameters (e.g. studying soil conditions from different points of view) during the long period. The main tasks were: a) to compare general trends of soil properties in three different soil types, b) to assess seasonal and annual trends of soil properties during the long term (four years) period, c) to evaluate relationships between studied variables.

2. Material and methods

2.1. Sites description and basic physical and chemical properties

The study was performed at the experimental stations of the Crop Research Institute in Hněvčevy, Čáslav and Humpolec in the Czech Republic. The studied soils were the Haplic Luvisol (parent material loess), the Greyic Phaeozem (parent material loess) and the Haplic Cambisol (parent material orthogneiss). Five soil horizons were identified in the Haplic Luvisol, three horizons in the Greyic Phaeozem, and three horizons in the Haplic Cambisol (Kodešová et al., 2008) (Table 1). Table 1 also shows the soil texture and the specific density. Studies by Kodešová et al. (2009a,b) reported in the case of the Haplic Luvisol well developed soil aggregates of the low stability in the A1 horizon, a compact structure of the A2 horizon (plow pan), intensively developed prismatic structure (impacted by clay and organic matter coating and infilling) of very high aggregate stability in the Bt1 and Bt2 horizons (horizons differed in size and shape of aggregates: small and short prismatic aggregates in the Bt1 horizon, large and long prismatic aggregates in the Bt2 horizon), and compact matrix structure with isolated large capillary pores in the Ck horizon. In the case of the Greyic Phaeozem, the relatively homogeneous matrix structures with many isolated pores were observed in all 3 horizons. Stability of aggregates in the Ap and Bth horizons was high probably

Table 1
Depths of soil horizons and basic soil properties determined on grab soil samples: clay, silt and sand content, and specific density (ρ_s).

Soil type location	Horizon	Depth (cm)	Clay ^a (%)	Silt ^a (%)	Sand ^a (%)	ρ_s^a (g cm ⁻³)
Haplic Cambisol Humpolec	Ap	0–29	9.9	34.7	55.4	2.55
	Bw	29–62	8.0	27.1	64.9	2.68
	C	62–84	6.5	24.2	69.3	2.67
Greyic Phaeozem Čáslav	Ap	0–25	27.6	59.2	13.2	2.58
	Bth	25–44	30.3	57.9	11.8	2.57
	Ck	44–125	24.0	63.9	12.1	2.61
Haplic Luvisol Hněvčeves	Ap1	0–29	18.24	66.52	15.24	2.56
	Ap2	29–40	21.49	59.61	18.9	2.61
	Bt ₁	40–75	29.43	61.40	9.17	2.59
	Bt ₂	75–102	23.03	63.53	13.44	2.60
	Ck	102–145	17.98	70.08	11.94	2.64

^a For Haplic Cambisol and Haplic Luvisol published by Kodešová et al. (2012).

due to the presence of clay and organic matter coatings. Finally, in the case of the Haplic Cambisol, a relatively high aggregate stability was found in all horizons despite that the micromorphological images have shown weakly developed soil aggregates in the Ap horizon and homogeneous matrix structures in the Bw and C horizons. Kodešová et al. (2009a) suggested that this was caused by higher organic matter content and presence of free iron oxides in this soil. Different soil-porous structure of these soils and their horizons documented on the micromorphological images (Kodešová et al., 2008, 2009b) resulted in considerably different hydraulic properties and strongly impacted observed herbicide transport in the top soil of all 3 soil types (Kočárek et al., 2005, 2010; Kodešová et al., 2008, 2009b). The impact of different soil porous structure on the dye distribution in the Haplic Luvisol and Haplic Cambisol was also illustrated on photographs of field-soil sections (100 × 100 cm) and micromorphological images of stained thin soil sections, respectively (Kodešová et al., 2012). Previous studies clearly documented considerably different nature of soil structure and soil properties in topsoil of studied soil types.

This study was carried out mainly during the vegetation periods in years 2007, 2008, 2009 and 2010. Climatic conditions are summarized in Figs. 1 and 2. It is evident that climatic conditions considerably vary during different years. Thus a wide variety of climate-soil conditions were covered during the entire experiment. The conventional tillage with the 3-year rotation system was applied at all locations. However, since the various crops are planted at small areas, which are very close to each other, study was always performed at the area with the winter barley [*Hordeum vulgare*], winter and spring wheat [*Triticum aestivum*] (Table 2). The reason was to study soil properties changes under the similar crops (e.g. the impact of the similar root and microbial systems).

Undisturbed 100 cm³ soil samples (13 soil samples per each location and sampling day) and grab soil samples were taken every month in the surface horizons (Table 3). The actual field soil-water content (θ_{field}), bulk density (ρ_d) and porosity were measured on the 100-cm³ soil samples (10 soil samples from each 13 samples set) using standard methods (Dane and Topp, 2002). The soil pH_{H2O} and pH_{KCl} were determined potentiometrically (ISO, 10390:1994) (3 replicates). The oxidizable organic carbon content (C_{ox}) was determined oxidimetrically (Skjemstad and Baldock, 2008) (3 replicates). Next the soil organic matter content (SOM) was calculated as the C_{ox} value multiplied by 1.724. The soil organic matter quality was assessed by the ratio of absorbances of pyrophosphate soil extract at the wavelengths of 400 and 600 nm (A₄₀₀/A₆₀₀) (3 replicates).

2.2. Stability of soil aggregates

The aggregate stability was studied using the index of water stable aggregates (Nimmo and Perkins, 2002) (3 repetitions). Four grams of air dry soil aggregates (segregates) of size 2–5 mm were sieved 3 min

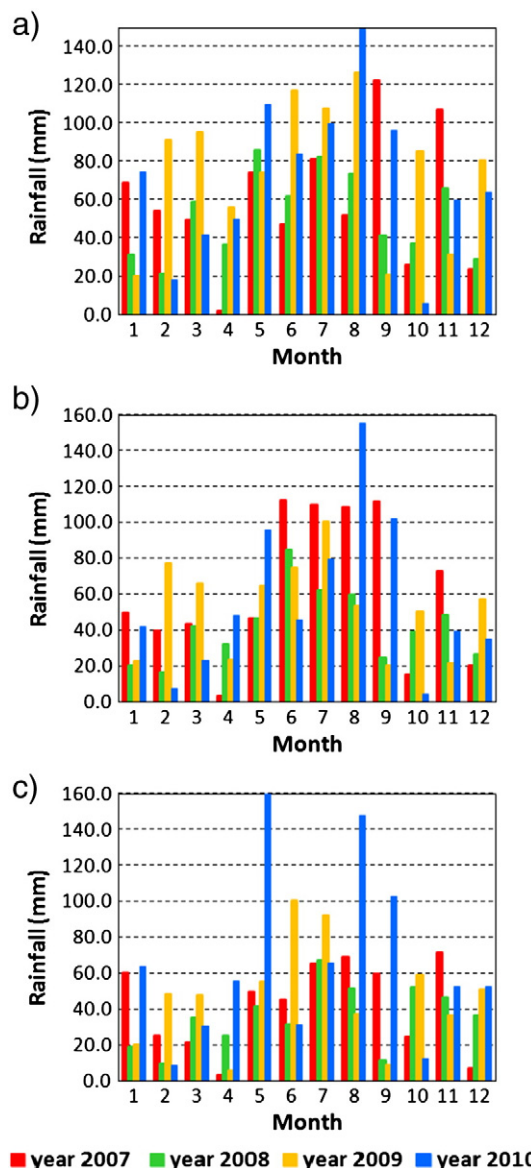


Fig. 1. Monthly rainfall at all locations in: a) Humpolec (Haplic Cambisol), b) Čáslav (Greyic Phaeozem), and c) Hněvčeves (Haplic Luvisol) in years 2007, 2008, 2009 and 2010.

in distilled water (sieve 0.25 mm). Next the aggregates remaining on sieve were sieved in sodium hexametaphosphate until only sand particles were left on the sieve. The index of water stable aggregates, WSA [-], was then determined as:

$$WSA = \frac{WDS}{WDS + WDW} \quad (1)$$

where WDS [M] is the weight of aggregates dispersed in dispersing solution and WDW [M] is the weight of aggregates dispersed in distilled water.

2.3. Soil hydraulic properties

Hydraulic properties (soil water retention and hydraulic conductivity curves) were measured on the 100-cm³ soil samples (3 samples from each 13 samples set) using the multistep outflow experiment (van Dam et al., 1994). The limit of 3 samples was given by the capacity of the laboratory to process every month a new set of soil samples. Unsaturated

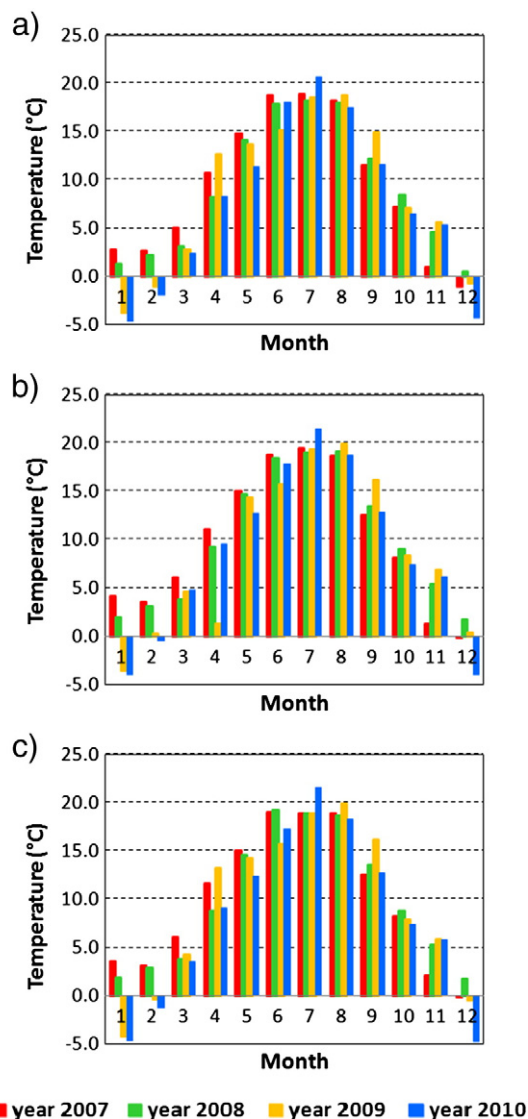


Fig. 2. Average monthly temperature at all locations in: a) Humpolec (Haplic Cambisol), b) Čáslav (Greyic Phaeozem), and c) Hněvčeves (Haplic Luvisol) in years 2007, 2008, 2009 and 2010.

hydraulic conductivity at tensions of 2 cm, $K(h = -2 \text{ cm})$, was measured directly in the field using the minidisk tension infiltrometer (Decagon Devices, 2006) (3 and 15 replicates for each location and sampling date per year in 2007, 2008 and 2009, and in 2010, respectively).

Table 2
Crop at all locations, date of sawing and harvesting.

Year	Location	Humpolec		Čáslav		Hněvčeves	
		Haplic Cambisol		Greyic Phaeozem		Haplic Luvisol	
2007	Crop	Winter wheat		Spring wheat		Winter wheat	
	Harvesting	8.10.2006		15.3.2007		9.10.2006	
2008	Crop	Winter barley		Winter barley		Winter wheat	
	Harvesting	28.7.2007		7.8.2007		25.7.2007	
2009	Crop	Winter wheat		Spring wheat		Winter wheat	
	Harvesting	14.8.2008		28.7.2008		28.7.2008	
2010	Crop	Winter wheat		Winter wheat		Winter wheat	
	Harvesting	16.8.2010		19.8.2010		15.8.2010	

Table 3
Sampling days.

Year	2007	2008	2009	2010
29.3		31.3		25.3
3.5		30.4	7.5	28.4
4.6		28.5	11.6	25.5
3.7		26.6	2.7	29.6
1.8		31.7		27.7
29.10		11.11	29.10	23.8 ^a and 7.9 ^{b,c}
				9.11

^a Čáslav (Greyic Phaeozem).
^b Humpolec (Haplic Cambisol) and Hněvčeves (Haplic Luvisol).
^c After tillage in Hněvčeves (Haplic Luvisol).

2.3.1. Multistep outflow test

The soil water retention and hydraulic conductivity curves of the top soil were examined in the laboratory using the multistep outflow experiments performed on the undisturbed 100-cm³ soil samples (soil core height of 5.1 cm and cross-sectional area of 19.60 cm²) placed in the Tempe cells (3 replicates for each soil). Initially, fully saturated soil samples placed in the Tempe cells were slowly drained using nine pressure head steps (a minimum pressure head of -1000 cm) during a 3-week period and cumulative outflow in time was measured. The points of the soil water retention curve were evaluated using the final soil water content and water balance within the soil sample. The single-porosity model in HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008) was then applied to simulate observed water regime within the soil sample (e.g. cumulative outflow in time and points of the retention curves) and to optimize parameters of the van Genuchten (1980) soil hydraulic functions, the soil water retention curve, $\theta(h)$, and the hydraulic conductivity function, $K(\theta)$:

$$\theta_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^n)^m}, \quad h < 0 \quad (2)$$

$$\theta_e = 1, \quad h \geq 0$$

$$K(\theta) = K_s \theta_e^l \left[1 - (1 - \theta_e^{1/m})^m \right]^2, \quad h < 0 \quad (3)$$

$$K(\theta) = K_s, \quad h \geq 0$$

where θ_e is the effective soil water content (dimensionless), K_s is the saturated hydraulic conductivity [$L T^{-1}$], θ_r and θ_s are the residual and saturated soil water contents [$L^3 L^{-3}$], respectively, h is the pressure head [L], l is the pore-connectivity parameter (dimensionless), α is the reciprocal of the air-entry pressure head [L^{-1}], n (dimensionless) is related to the slope of the retention curve at the inflection point, and $m = 1 - 1/n$. The pore connectivity parameter was assumed to be equal to an average value for many soils ($l = 0.5$) (Mualem, 1976). Parameters θ_r , θ_s , α , n and K_s were optimized. It should be mentioned that the soil water retention data were included in the optimization process to insure close correspondence of measured and optimized shapes of the soil water retention curves.

In addition the parameters of the inflection point of the soil water retention curve were evaluated. The pressure head, h_{infl} , soil water content, θ_{infl} , and curve slope, S_{infl} , at the inflection point (Dexter, 2004a,b,c; Dexter and Czyz, 2007) was calculated as follows:

$$h_{infl} = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m} \right)^{\frac{1}{n}} \quad \theta_{infl} = (\theta_s - \theta_r) \left(1 + \frac{1}{m} \right)^{-m} + \theta_r \quad (4)$$

$$S_{infl} = -n(\theta_s - \theta_r) \left(1 + \frac{1}{m} \right)^{-(1+m)}$$

2.3.2. Tension disk infiltrometer test

Tension disk infiltrometers (with a disk radius of 2.22 cm) were used to measure the cumulative water infiltration under unsaturated

conditions created using a pressure head of -2 cm (Watson and Luxmoore, 1986). Measurements were performed on the soil surface. The soil surface was carefully leveled using a sharp knife before the tension disk infiltrometer tests. Then, a 1-mm layer from the same soil, sieved through a 2-mm sieve, was formed to ensure close contact between the soil and the disk. The tension disk infiltrometer tests lasted at least 45 min. Three (15 in 2010) measurements were taken at each location.

The unsaturated hydraulic conductivity $K(h_0)$ (for $h_0 = -2$ cm) was calculated according to Zhang (1997). The cumulative infiltration I [L] in time t [T] was fitted using the following equation:

$$I = C_1 t + C_2 t^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

where C_1 [$L T^{-1}$] and C_2 [$L T^{-1/2}$] are parameters related to hydraulic conductivity $K(h_0)$ and sorptivity $S(h_0)$:

$$C_1(h_0) = A_1 K(h_0) \quad \text{and} \quad C_2(h_0) = A_2 S(h_0) \quad (6)$$

where A_1 [$L T^{-1}$] and A_2 [$L T^{-1/2}$] are dimensionless constants. The $K(h_0)$ value was calculated using Eq. (3) and following expressions for A_1 constant:

$$A_1 = \frac{11.65(n^{0.1}-1) \exp[2.92(n-1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}} \quad \text{for } n \geq 1.9 \quad (7)$$

$$A_1 = \frac{11.65(n^{0.1}-1) \exp[7.5(n-1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}} \quad \text{for } n < 1.9$$

where α and n are van Genuchten parameters (parameters obtained from the multistep outflow experiment were used), r_0 is the disk diameter (2.22) and h_0 is the applied pressure head (-2 cm).

2.4. Micromorphological images

Micromorphology of soil structure was studied on thin soil sections prepared from the soil samples taken using the aluminium frames (4×10 cm). Thin sections were prepared according to the methods presented by Catt (1990). Before thin section preparation the larger samples were divided into 3 smaller samples. The final thin section size was 1.5 by 2 cm. Images were taken with the polarization microscope Olympus BX51 with the digital camera Olympus DP70 (using software Deep Focus 3.0) at resolution of 300 dpi.

2.5. Statistical analysis

The multiple variable analyses and multiple regressions using STAGRAPHS Centurion XV Version 15.2.06 were used to analyze relationships between all measured and calculated variables.

3. Results and discussion

3.1. Basic physical and chemical properties

Fig. 3 shows resulting the soil pH_{H_2O} , pH_{KCl} , soil organic matter content (SOM), soil organic matter quality (A_{400}/A_{600}), bulk density (ρ_d) and porosity (P). The pH_{H_2O} and pH_{KCl} values for different soils in time (Fig. 3a,b) in some degree indicated similar trends within each year for all soils. However, comparison of data (Table 4) showed closer relationship only for pH_{KCl} of Haplic Cambisol and Greyic Phaeozem. There was no similarity between the trends for particular soils during different years, which is documented in Fig. 4a,b. The general trends of pH values of various soils during the entire observation period were again similar and relatively stable (Fig. 3a,b). Both, the pH_{H_2O} and pH_{KCl} values for different soil types showed consistent differences. The lowest pH values were obtained in Haplic Cambisol,

which mainly resulted from the substrate mineralogical composition (orthogneiss). The substrate of the Haplic Luvisol and Greyic Phaeozem was the same (loess), but the surface horizon of the Greyic Phaeozem contained 0.1% of $CaCO_3$ while no $CaCO_3$ was present in surface horizon of the Haplic Luvisol (Kodešová et al., 2011b). Therefore the pH values of the Greyic Phaeozem were greater than the pH values of the Haplic Luvisol.

The similar trends of the soil organic matter content (SOM) changes in different soils (Figs. 3c, 4c) were apparent during one year (2007). There was no similarity between the trends for each soil during different years (Fig. 4c). Decreasing trend of SOM value during the observation period was observed in the Haplic Luvisol (Fig. 3c). Decreasing trend of SOM value during the last 3 years was registered in the Haplic Cambisol (Fig. 3c). The large SOM values were measured in the Haplic Cambisol and the lowest values were obtained in Haplic Luvisol. The soil organic matter quality (A_{400}/A_{600}) followed similar trends for all soil (Fig. 3d, Table 4). The (A_{400}/A_{600}) values of both soils on loess (Haplic Luvisol and Greyic Phaeozem) were almost the same. The (A_{400}/A_{600}) values of the Haplic Cambisol were considerably higher, e.g. soil organic matter quality was noticeably lower. In general, both soils on loess showed lower content of the soil organic matter, but greater quality of soil organic matter in comparison to that of the Haplic Cambisol.

Bulk density (ρ_d) (Fig. 3e) in some degree indicated similar trends within each year for all soils. However, comparison of data (Table 4) showed closer relationship only for Haplic Cambisol and Greyic Phaeozem. There was no similarity between the trends for particular soil during different years (Fig. 4e). For instance the ρ_d values for all soils varied significantly during the first year (reflecting the impact of rainfall, which caused the ρ_d values to increase, and the impact of root growth and other biological activities, which resulted in the ρ_d values to decrease) (as discussed by Schwen et al., 2011a,b). Bulk density decreased between spring and summer was also documented by Bormann and Klaasen (2008). Increasing trends of the ρ_d values were registered during the last year vegetation period in the Haplic Cambisol and Greyic Phaeozem (e.g. successive consolidation of soils with initially very low ρ_d values) (as also discussed by Alletto and Coquet, 2009). It should be however mentioned that the ρ_d values were considerably lower after the winter than these values in previous years (e.g. no soil pore system consolidation took place during the winter as suggested by Schwen et al., 2011a,b). The reason may be high precipitation and temperatures considerably below zero during the winter, e.g. possible impact of ice on soil porous system. Since the porosity (P) closely associates with the bulk density (ρ_d), the opposite trends were observed for P values (Fig. 3f).

3.2. Stability of aggregates

Fig. 5a and b shows actual field soil water content (θ_{field}) and index of water stable aggregates (WSA). The θ_{field} and WSA values for all soils in some degree followed the similar trends during each year and during the entire observation period. Very similar trends of WSA values were observed in both soils on loess (except in 2009). However, closer correlation was not proven (Table 4). Different trends were detected between the years (Fig. 6). For instance, larger aggregate stabilities (larger WSA values) and also larger ranges of measured values were obtained in the year 2007 than those measured in 2008. We argued that this was caused by lower field soil-water contents observed in year 2007 than those measured during the same period in 2008 (Jirků et al., 2010). However, this hypothesis was not proven during the following two years (except for Haplic Luvisol – see Table 5).

Soil aggregate stability depended on stage of the root zone development, soil management and climatic conditions. In all cases aggregate stability was positively influenced by the root growth (and other biological activities) and negatively impacted by summer (and some spring) rainfall events. The aggregate stability increased during the

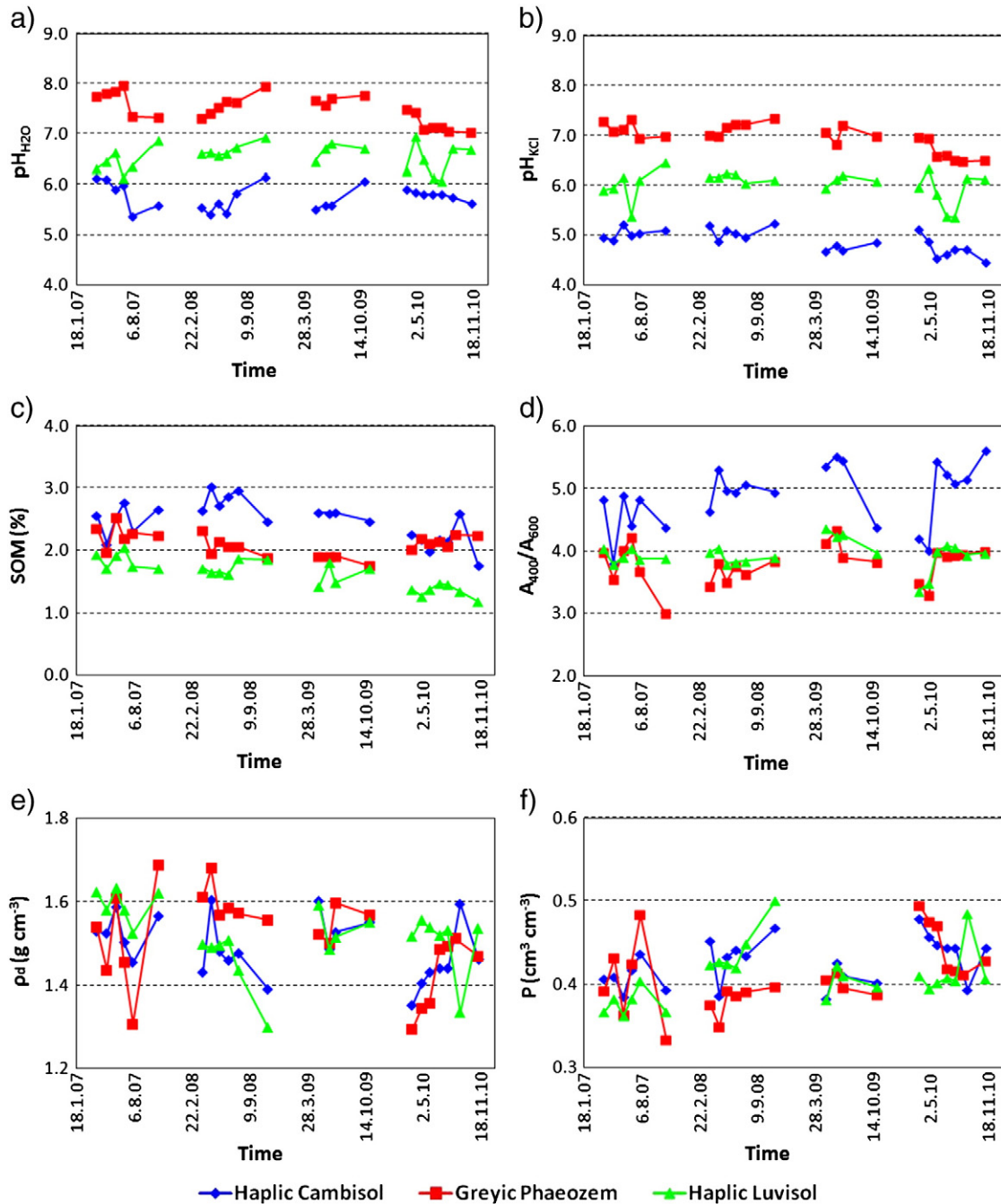


Fig. 3. Basic soil properties measured during the entire period (general trends): a) pH_{H_2O} , b) pH_{KCl} , c) soil organic matter content (SOM), d) soil organic matter quality (A_{400}/A_{600}), e) bulk density (ρ_d), and f) porosity (P).

Table 4
Correlation coefficients between values (pH_{H_2O} , pH_{KCl} , soil organic matter content (SOM), soil organic matter quality (A_{400}/A_{600}), bulk density (ρ_d), actual field water content (θ_{field}), index of water stable aggregates (WSA), parameters of the van Genuchten function: θ_s , θ_r , α , n ; and characteristics at the inflection: point pressure head (h_{infl}), soil water content (θ_{infl}), curve slope (S_{infl}), unsaturated hydraulic conductivities (K) and saturated hydraulic conductivity (K_s) measured at different locations at the same time.

Soil type	Variables								
	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	SOM	A_{400}/A_{600}	ρ_d	θ_{field}	WSA	K	
Haplic Cambisol–Greyic Phaeozem	0.430	0.680	−0.098	0.604	0.580	0.846	0.444	0.367	
Haplic Cambisol–Haplic Luvisol	−0.123	0.338	0.568	0.670	0.257	0.567	0.095	0.530	
Haplic Luvisol–Greyic Phaeozem	0.130	0.248	0.104	0.664	−0.046	0.762	−0.368	−0.161	
	θ_s	θ_r	α	n	h_{infl}	θ_{infl}	S_{infl}	K_s	
Haplic Cambisol–Greyic Phaeozem	0.583	0.135	−0.250	0.239	−0.014	0.552	0.451	−0.352	
Haplic Cambisol–Haplic Luvisol	0.209	0.120	0.073	−0.197	0.100	−0.148	0.322	−0.190	
Haplic Luvisol–Greyic Phaeozem	−0.073	0.051	0.105	0.214	−0.068	−0.104	0.319	−0.192	

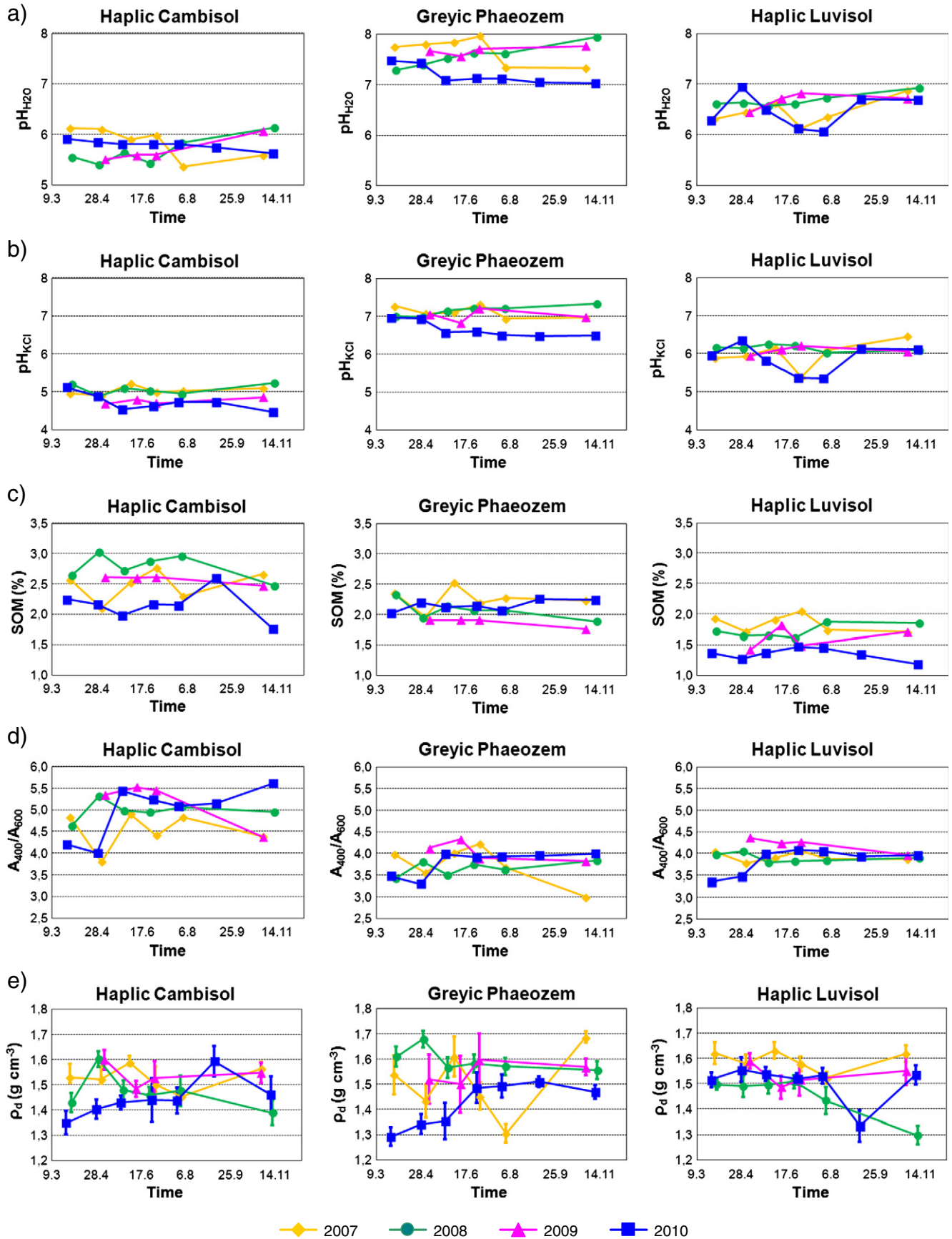


Fig. 4. Comparison of seasonal variability of pH_{H_2O} , pH_{KCl} , soil organic matter content (SOM), soil organic matter quality (A_{400}/A_{600}), and bulk density (ρ_d) values measured during various years. Presented data-points and errors bars (for ρ_d) are average values and standard deviations calculated for each sampling time. Error bars are not shown for data measured on homogenized soil samples.

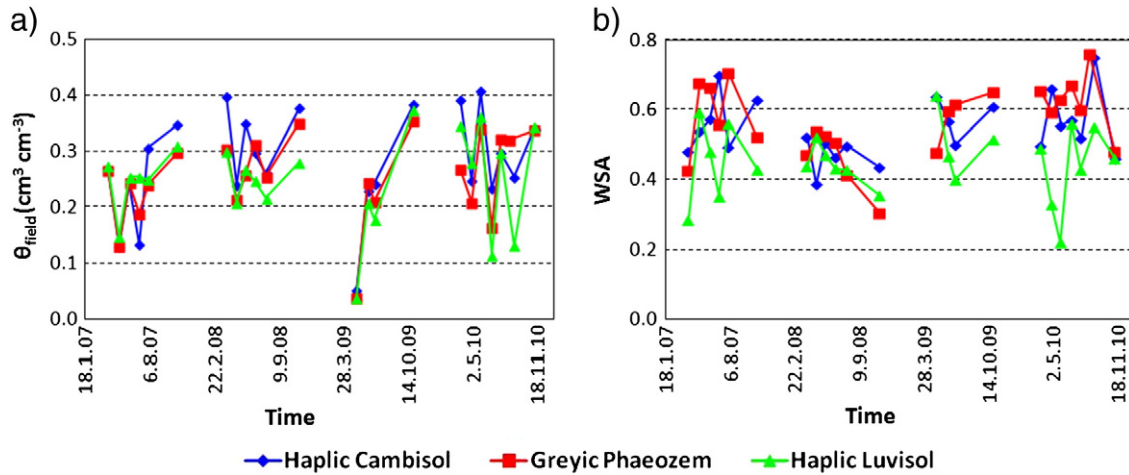


Fig. 5. a) Actual field water content (θ_{field}) and b) index of water stable aggregates (WSA) measured during the entire period (general trends).

vegetation period in 2007 (except the last measurement in summer) in the Haplic Cambisol. This could be attributed to the positive impact of the root growth (e.g. roots initiated aggregate formation, and root exudates and microbial activity stimulated production of humic cement (Hillel, 2004)).

In other two cases the aggregate stability increased during April 2007, when very low rainfall was recorded (e.g. not disturbing impact of raindrops) and then decreased during following two months (e.g. aggregate breakdown due to the rainfall). The aggregate stability decrease was lower in the Greyic Phaeozem than in the Haplic Luvisol possibly due to greater amount of the soil organic matter in the Greyic Phaeozem than in the Haplic Luvisol. It was also documented in previous studies that soil structure of topsoil of the Haplic Luvisol is very sensitive to rainfall events (Kodešová et al., 2011a). The low stability of aggregates in the top soil usually leads here to an easy soil aggregate breakdown and formation of a soil crust at the soil surface. The reason,

why rainfall had almost no disturbing impact on soil aggregates in the Haplic Cambisol may be even greater amount of the soil organic matter (Fig. 3) and presence of free iron oxides in this soil (Kodešová et al., 2009a). Lower and relatively stable aggregate stability was observed in 2008 perhaps due to consistent impact of a rainfall on a soil aggregation during the entire year. The reverse fluctuation of the aggregate stability of the Haplic Luvisol with the fluctuated monthly precipitations is evident in 2010. Changes of the aggregate stability in the other two soils were not so large during this year probably due to the lower aggregate breakdown vulnerability in these soils.

Aggregate stability reflected aggregate structure and soil pore system development, which is documented on micromorphological images (Fig. 7). Fig. 7 shows images of thin soil sections taken for soils with the lowest aggregate stability at the beginning of the year 2007 and the highest aggregate stability during the year 2007. Fig. 7 shows greater porosity at the beginning of the year when soil

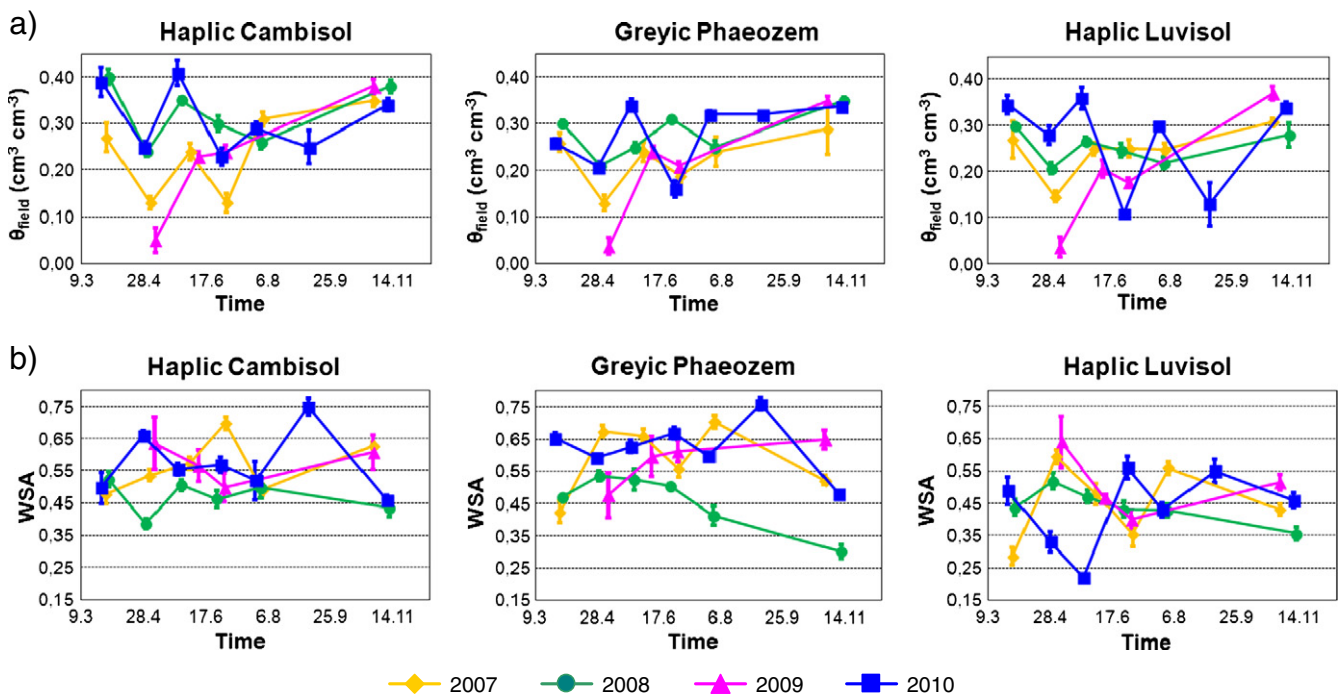


Fig. 6. Comparison of seasonal variability of actual field water content (θ_{field}) and index of water stable aggregate (WSA) values measured during various years. Presented data-points and error bars are average values and standard deviations calculated for each sampling time.

Table 5

The multiple variable analyses between average values for each sampling date obtained during the entire 4 year period: correlation coefficient (R), number of pairs (N), *P*-value, index of water stable aggregates (WSA), soil pH_{KCl}, bulk density (ρ_d), saturated hydraulic conductivity (K_s), unsaturated hydraulic conductivities (K) measured at $h = -2$ cm using the tension disk infiltrometers, actual field soil water content (θ_{field}), saturated (θ_s) and residual (θ_r) soil water content, soil water content (θ_{infi}), pressure head (h_{infi}) and curve slope (S_{infi}) at the inflection point, soil organic matter content (SOM).

Location	Humpolec			Čáslav			Hněvčeves		
	Haplic Cambisol			Greyic Phaeozem			Haplic Luvisol		
Soil type	R	N	<i>P</i> -value	R	N	<i>P</i> -value	R	N	<i>P</i> -value
WSA and pH _{KCl}	-0.177	23	0.419	-0.498	23	0.015*	0.029	23	0.894
WSA and ρ_d	0.288	23	0.182	-0.405	23	0.049*	-0.033	23	0.879
WSA and θ_{field}	-0.353	23	0.099	-0.136	23	0.536	-0.576	23	0.004**
K_s and θ_s	-0.248	23	0.254	-0.0696	23	0.752	0.694	23	0.000***
K_s and θ_{field}	-0.105	23	0.634	-0.5242	23	0.010*	0.124	23	0.572
K_s and θ_{infi}	-0.217	23	0.319	-0.3122	23	0.147	0.634	23	0.001**
K_s and K	0.619	13	0.024*	0.1284	23	0.601	-0.271	16	0.310
K and θ_{field}	-0.261	13	0.389	-0.7609	19	0.000***	0.216	16	0.421
θ_r and h_{infi}	-0.685	23	0.000***	-0.324	23	0.131	-0.8411	23	0.000***
θ_r and θ_{infi}	0.548	23	0.007**	0.508	23	0.013*	0.4833	23	0.019*
θ_s and θ_{infi}	0.762	23	0.000***	0.888	23	0.000***	0.8636	23	0.000**
θ_s and S_{infi}	0.421	23	0.046*	0.451	23	0.031*	0.4760	23	0.022*
θ_s and SOM	-0.145	23	0.508	0.115	23	0.602	-0.4363	23	0.037*
S_{infi} and θ_{field}	0.073	23	0.742	0.509	23	0.013*	0.4763	23	0.022*
h_{infi} and SOM	-0.406	23	0.054	-0.542	23	0.007**	-0.161	23	0.462
WSA and K	0.008	13	0.980	0.177	19	0.469	0.219	16	0.415
WSA and S_{infi}	0.132	23	0.549	0.211	23	0.334	0.223	23	0.307
K and S_{infi}	-0.286	13	0.344	0.389	19	0.099	0.117	16	0.666

* $p < 0.05$.

** $p < 0.001$.

*** $p < 0.005$.

aggregate stability was low (Fig. 7a,c,e) in comparison to that for the highest aggregate stability (Fig. 7b,d,f) in all soil. Fig. 7c,d of the soil samples from the Greyic Phaeozem clearly shows greater and better developed aggregates in soil sample with the highest aggregate stability (d) than that at the beginning of the year (c), which is also evident (but less obviously) on images of the soil samples from the Haplic Cambisol (Fig. 7a,b). Fig. 7e,f of the soil samples from the Haplic Luvisol shows mostly greater compaction of the soil matrix. This is probably also one of the reasons why the aggregate stability of the Haplic Luvisol was always lower than that for the Greyic Phaeozem.

3.3. Soil hydraulic properties

3.3.1. Retention curves

As expected (and already discussed above for the bulk density, porosity and WSA index) the shapes of the soil water retention curves varied in time due to different reasons: soil consolidation, compaction by rain drops, aeration by root growth, porous system destruction by tillage etc. The soil consolidation and compaction resulted in the decrease of macroporosity (gravitational pores and larger capillary pores) and increase of microporosity (Alaoui et al., 2011). The soil aeration by root growth increased fraction of the larger capillary pores (Kodešová et al., 2011a). Tillage considerably changed entire soil porous system. Variable soil water retention curves resulted in quite variable parameters characterizing their shapes. Fig. 8 shows parameters of the van Genuchten function θ_s , θ_r , α , n , and pressure head, h_{infi} , soil water content, θ_{infi} , and curve slope, S_{infi} , at the inflection point. It should be pointed out that only 3 undisturbed soil columns were used to measure soil hydraulic properties using the Tempe cells. These 3 columns were not included in previous analysis of the ρ_d and P values (discussed above). The θ_s values (Fig. 8a) varied considerably during each year. Similar trends were interestingly observed in the Greyic Phaeozem and Haplic Luvisol (Table 4). No trend similarities between the years were evident (Fig. 9a). Increasing trend of the θ_s values during the entire period was noticed in the Haplic Luvisol. The θ_r values (Fig. 8b) were highly variable and no similarities between the soils and between observation years were detected (Table 4, Fig. 9b). It should be mentioned that in some

cases high θ_r values were obtained due to the fact that experiments were performed for pressure heads between 0 and -1000 cm. The θ_r values were optimized to obtain the best fit of the evaluated soil-water retention data. This is probably also the reason why standard deviations (Fig. 9b) also in some cases indicated a high variability of data for particular soil sampling date.

The α value (which is assumed to be the reciprocal of the air-entry pressure head) and the n value (which is related to the slope of the retention curve at the inflection point) were also highly variable (Fig. 8c,d). This is in contrast to study by Schwen et al. (2011b), in which the parameter n showed low variability. It is usually assumed that, the n parameter shows a lower temporal variability because it is more related to a soil texture than to a soil structure.

Since soil water retention curves were evaluated for pressure heads between 0 and -1000 cm, matrix structure (e.g. also soil texture) played smaller role. Thus soil structure of the entire soil sample more influenced the n parameter in our case. It should also point out that seemingly low variability of n values may result in considerably different shape of the soil water retention curve. The greatest influence of the n parameter on the shape of the retention curve is for the n values between 1 and 2. The impact of the n parameter change increases with decreasing n value (e.g. for n closer to 1). No similarities between the soils and between observation years (Table 4, Fig. 9c,d) were detected (except for some short periods and for different pair of soils).

Finally, Fig. 8e,f,g shows the pressure head (h_{infi}), soil water content (θ_{infi}) and curve slope (S_{infi}) at the inflection point, which may be used to assess the soil structure, pore-size distribution and water retention ability (Dexter and Bird, 2001; Dexter and Richard, 2009). All three values were again highly variable. Similarly Bamberg et al. (2011) did not found any evident seasonal trend in S_{infi} value. However, they also did not found significant differences between S_{infi} mean values. It must be mentioned that our results in few soil sampling cases also showed higher variability (see standard deviations in Fig. 9e,f,g) then variability during the monitoring period. Some similarities of θ_{infi} and S_{infi} trends were observed in the Greyic Phaeozem and Haplic Luvisol (Table 4). No similar trends were observed in the case of the h_{infi} values (Table 4). The increasing trend of the θ_{infi} value during the entire period (Fig. 8g) was evident in the Haplic Luvisol and during

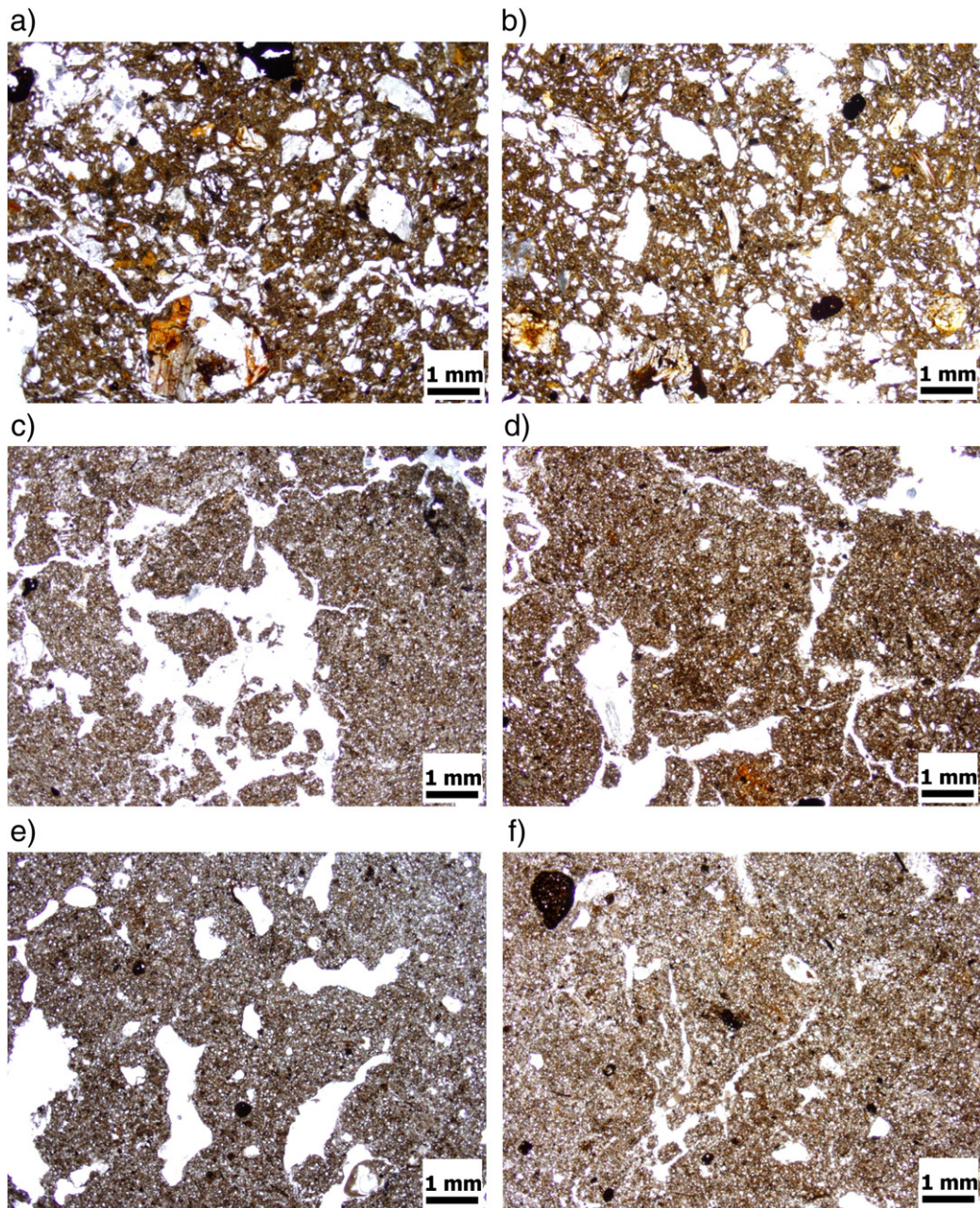


Fig. 7. Images of thin soil sections taken for soils with the lowest aggregate stability at the beginning of the year 2007 (left) and the highest aggregate stability during the year 2007 (right). a) Haplic Cambisol (29.3.), b) Haplic Cambisol (3.7.), c) Greyic Phaeozem (29.3.), d) Greyic Phaeozem (1.8.), e) Haplic Luvisol (29.3.), and f) Haplic Luvisol (1.8.).

initial 3 year period in Haplic Cambisol, which indicates increasing retention ability (associate with the increasing trend of θ_s values).

Fig. 9 shows mostly relatively low variability of evaluated van Genuchten parameters (e.g. using 3 soil samples for measuring soil hydraulic properties was in these cases adequate). However, in some cases large variability of parameters indicates that it would be better to analyze greater amount of soil samples.

Visual comparison of Figs. 9g and 6b shows that S_{inft} value in many cases increased (decreased) when also WSA value increased (decreased). This would be in agreement with the S-theory presented by Dexter (2004a,b,c) and Dexter and Czyz (2007). They suggested that physical quality of soil (characterized by distribution of aggregates or clods etc.) may be described using the S_{inft} value as follows: $S_{inft} \geq 0.05$ – very good, $0.05 > S_{inft} \geq 0.035$ – good, $0.035 > S_{inft} \geq 0.02$ – poor, $0.02 > S_{inft}$ – very poor. Thus greater slope of soil water retention curve indicate better physical quality, which may associate with greater aggregate stability. However, changes of both values (WAS and S_{inft}) were not

consistent and direct relationship was not therefore proven statistically for the entire period (see Table 5 below).

3.3.2. Hydraulic conductivities

Fig. 10 shows unsaturated hydraulic conductivities measured using the tension disk infiltrometers (K) at the pressure head of -2 cm and saturated hydraulic conductivity (K_s) evaluated using the multistep outflow experiment. Infiltration rates measured using the minidisc tension infiltrometer were impacted by the actual field soil-water content. In some cases no infiltration was measured due to the high actual field soil water content (Fig. 10a) (e.g. missing values in the figures). Visual comparison of values in Figs. 5b and 10a indicates that high aggregate stability had positive influence on the resulting K values. However, no statistically significant relationship was proven (see Table 5 below). Fig. 10b shows the K_s values measured in the laboratory. Values of K_s were always greater than the K values at $h = -2$ cm in the Haplic Luvisol and Haplic Cambisol as expected. In the case of the Greyic

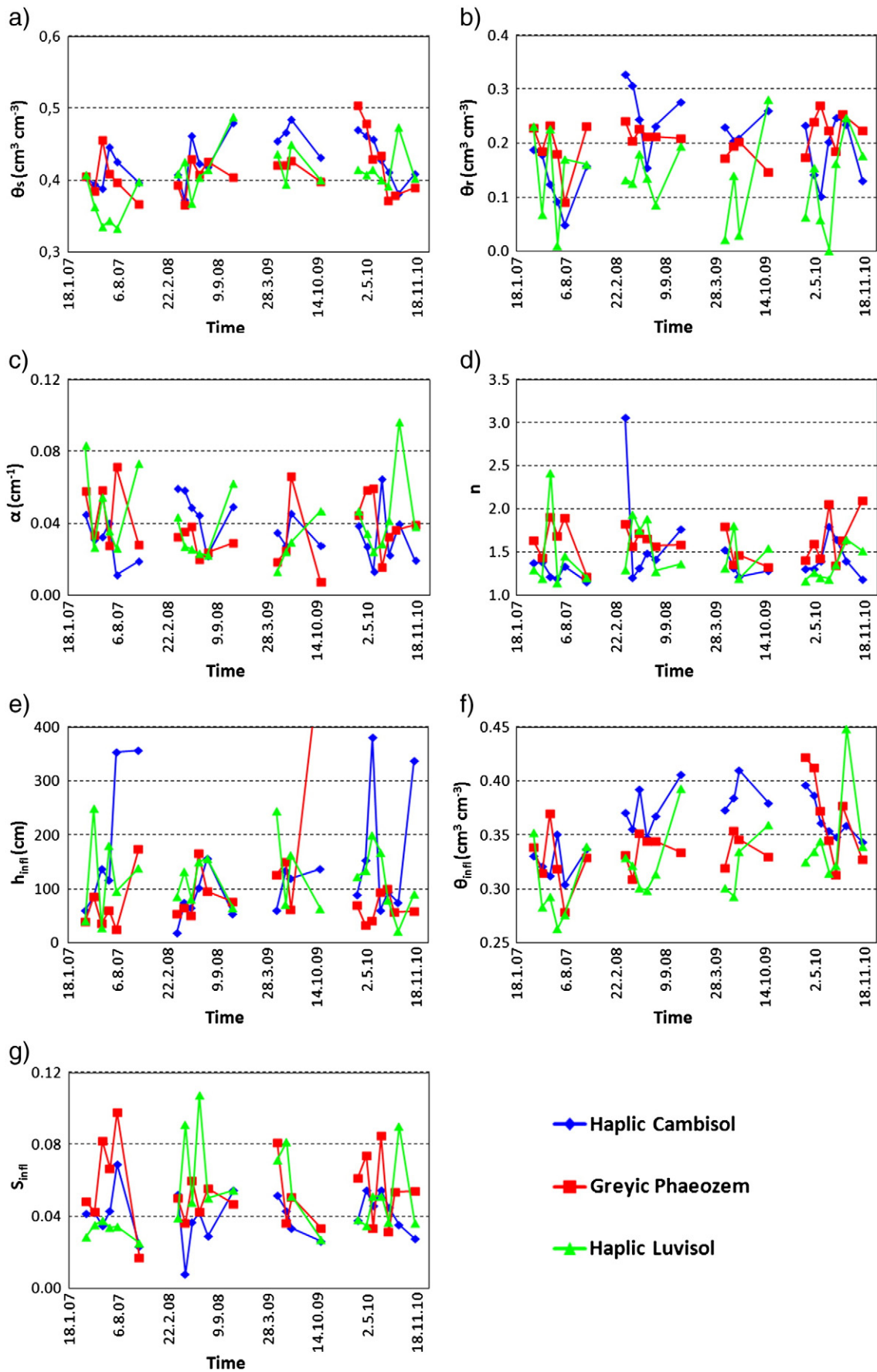


Fig. 8. Parameters of the van Genuchten function: a) θ_s , b) θ_r , c) α , d) n ; and characteristics at the inflection: e) point pressure head (h_{inf}), f) soil water content (θ_{inf}), g) curve slope (S_{inf}); evaluated during the entire period (general trends).

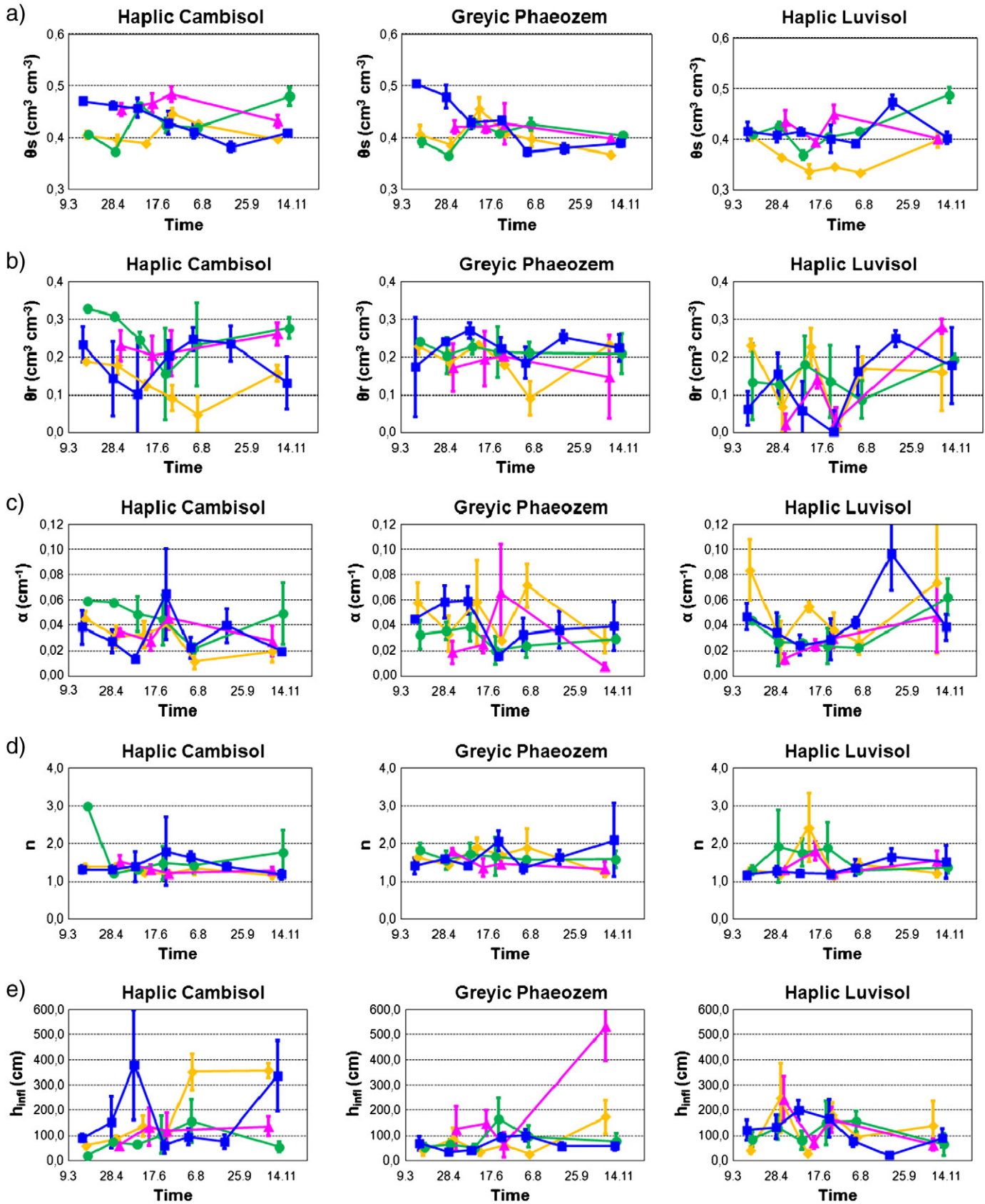


Fig. 9. Comparison of seasonal variability of parameters of the van Genuchten function: θ_s , θ_r , α , n ; and characteristics at the inflection: point pressure head (h_{inf}), soil water content (θ_{inf}), and curve slope (S_{inf}). Presented data-points and error bars are average values and standard deviations calculated for each sampling time.

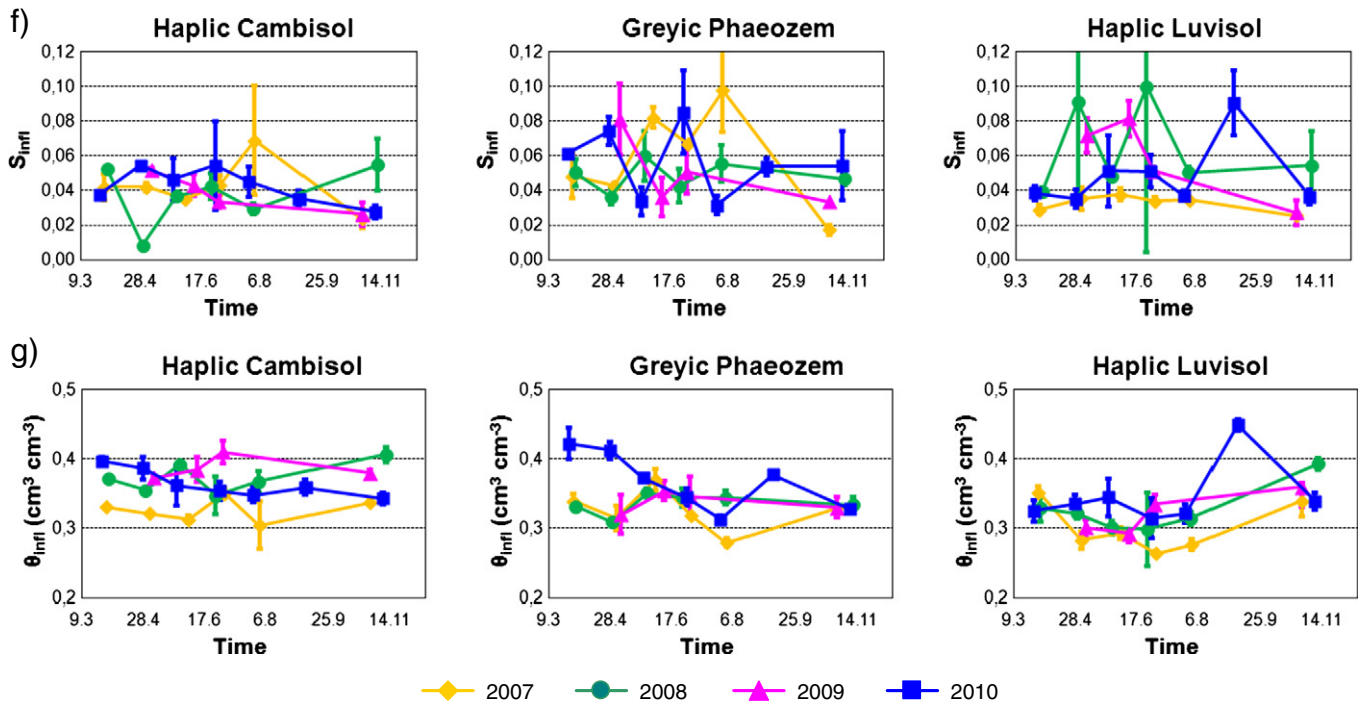


Fig. 9 (continued).

Phaeozem, the K_s values were at the beginning of 2007 (and one term in 2009) lower than the K values. The reason maybe that water flow in the field was highly influenced by preferential flow in large capillary pores (the impact of the large capillary pores in this soil was discussed by Kodešová et al., 2008). The lower permeability ceramic plate in the Tempe cells probably reduced this effect when measuring soil properties in the laboratory. Thus the lower the K_s values were obtained in few cases. Another reason is an uncertainty of both measured values. Different methods for measuring soil hydraulic properties may produce considerably different results (Gribb et al., 2004). Differences are caused by experiment design (laboratory or field experiment, wetting or drying, sample size, water flow dimension, measured data, etc.) and mathematical method (model assumptions, analytical or numerical approach etc.). In our case, the α and n parameters obtained from the laboratory drying multistep outflow experiment were used to calculate K values from the field infiltration (e.g. wetting) experiment. Basile et al. (2003,

2006) presented method of scaling field soil hydraulic properties from laboratory data obtained on small soil samples. In our case, sample sizes (e.g. 100 cm³ soil columns or infiltration using disk with radius of 2.22 cm) were similar. Thus the impact of the place of the experiment performance was not anticipated. The impact of different course (wetting or drying) of the experiment could be reduced for instance by assuming that the α value for wetting curve is two times larger than α value for drying curve (Šimůnek et al., 1999). However, this assumption would not change general trend of evaluated K values. The K_s values are also in some degree uncertain, because the multistep outflow experiment is mostly carried out under unsaturated conditions.

It should be also noticed, that greater amount of measurements should be carried out to cover spatial variability of evaluated hydraulic conductivities. The K and K_s values were highly variable (Fig. 11) during the entire observation period. Standard deviations in some cases show also high variability of values for particular sampling date. In the case

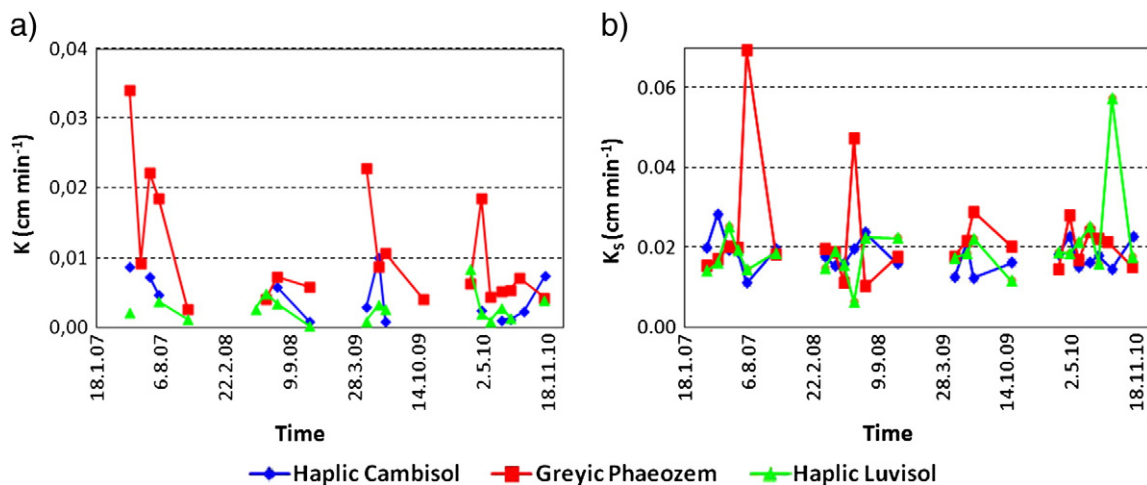


Fig. 10. a) Unsaturated hydraulic conductivities (K) measured using the tension disk infiltrometer, and b) saturated hydraulic conductivity (K_s) evaluated using the multistep outflow experiment during the entire period (general trends).

of the K values the larger variability occurred mainly for spring and late autumn measurements. This may associate with low consolidation of a soil material (e.g. large variability of large capillary pores). In the case of the K_s values larger variability was observed during summer measurements, which may associate with biological activity (channels created by various organisms, micro-fractures due to the soil volume changes). Large variability of the K_s values was also observed in Haplic Luvisol after the tillage, which again links with highly unconsolidated soil material.

There were no evident trends between different soils and years (Table 4, Fig. 11). This is partly in contrast to many studies dealing with the temporal variability of saturated and near saturated hydraulic conductivities (which are in greater detail summarized in the introduction).

3.4. Relationship between evaluated soil properties

Table 5 shows pairs of variables (soil properties and parameters), for which statistically significant relationship was proven at least for one of the soils. The negative correlation between the WSA and pH_{KCl} (or ρ_d) values was proven for Greyic Phaeozem but not for the other two soils. The negative impact of the pH_{KCl} value on the aggregate stability was previously documented by Kodešová et al. (2009a). It should be noted that similar to the study by Chan et al. (1994) aggregate stability was not related to the soil organic matter content as would be expected based on previous analysis (Kodešová et al., 2009a). The negative correlation between the WSA and θ_{field} values was proven only for Haplic Luvisol. This is consistent with studies by Coote et al. (1988) and Perfect et al. (1990). The greater aggregate stability of soil with the lower field soil water content may associate with the lower rainfall impact on the soil aggregate structure (lower aggregate breakdown). Another reason may be greater root system activity (stage of development, exudates production, water uptake etc.). However, it may also associate with the soil sampling and following soil sample processing. The pseudo-aggregates (which are easily breakdown when inserted into water) may be formed when drying wet soil in the laboratory, while only stable soil aggregates are presented when sampling dry soil.

The positive correlation between the K_s and θ_s (θ_{infiltr}) values was detected in Haplic Luvisol, which may associate with the presence of greater pores. The negative correlation the K_s and θ_{field} values was documented for the Greyic Phaeozem. The positive correlation between the K_s and K values was shown for the Haplic Cambisol, which in this soil may indicate that both values represent characteristics of the soil matrix (e.g. measurements were not greatly influenced by macropores). No impact of structural elements and capillary macropores on water flow and solute transport in this soil was presented in previous studies by Kodešová et al. (2008, 2009b) and Kočárek et al. (2005, 2010). Images of the dye distribution within the field-soil sections (100 × 100 cm) and micromorphological images of stained thin soil sections (Kodešová et al., 2012) showed only the impact of gravitational macropores, e.g. large fractures, biopores and incorporated straws, which were not present in soil samples analyzed in this study. No presence of structural elements is also demonstrated in the micromorphological images in Fig. 7a,b. In the case of the other two soils, previous studies by Kodešová et al. (2008, 2009b, 2012) and Kočárek et al. (2005, 2010) clearly showed great influence of soil aggregation on water flow and solute transport. Macropore sizes and fraction vary in time as it is documented on the micromorphological images presented here (Fig. 7c,d,e,f) and by other soil properties (mainly the bulk density, porosity, parameters of the soil water retention curve). The negative impact of the θ_{field} value on the water infiltration into the soil and consequently on the K values (as discussed above) was proven for the Greyic Phaeozem. This is in agreement with the study by Zhou et al. (2008). On the other hand Hum et al. (2009) did not found significant correlation between soil-water content and K values. However, they noted that greater K value in June in comparison to K value in May may be attributed to drier conditions. The K value fluctuation may associate with the soil structure/aggregate changes, as discussed for the WSA value.

Correlations between θ_r , θ_s , θ_{infiltr} , h_{infiltr} and S_{infiltr} values associate with the shape of the retention curve and method of the variable calculation. The negative correlation between the θ_s and SOM was interestingly obtained in the Haplic Luvisol. The negative correlation between the h_{infiltr} and SOM was obtained in the Greyic Phaeozem. Both indicated

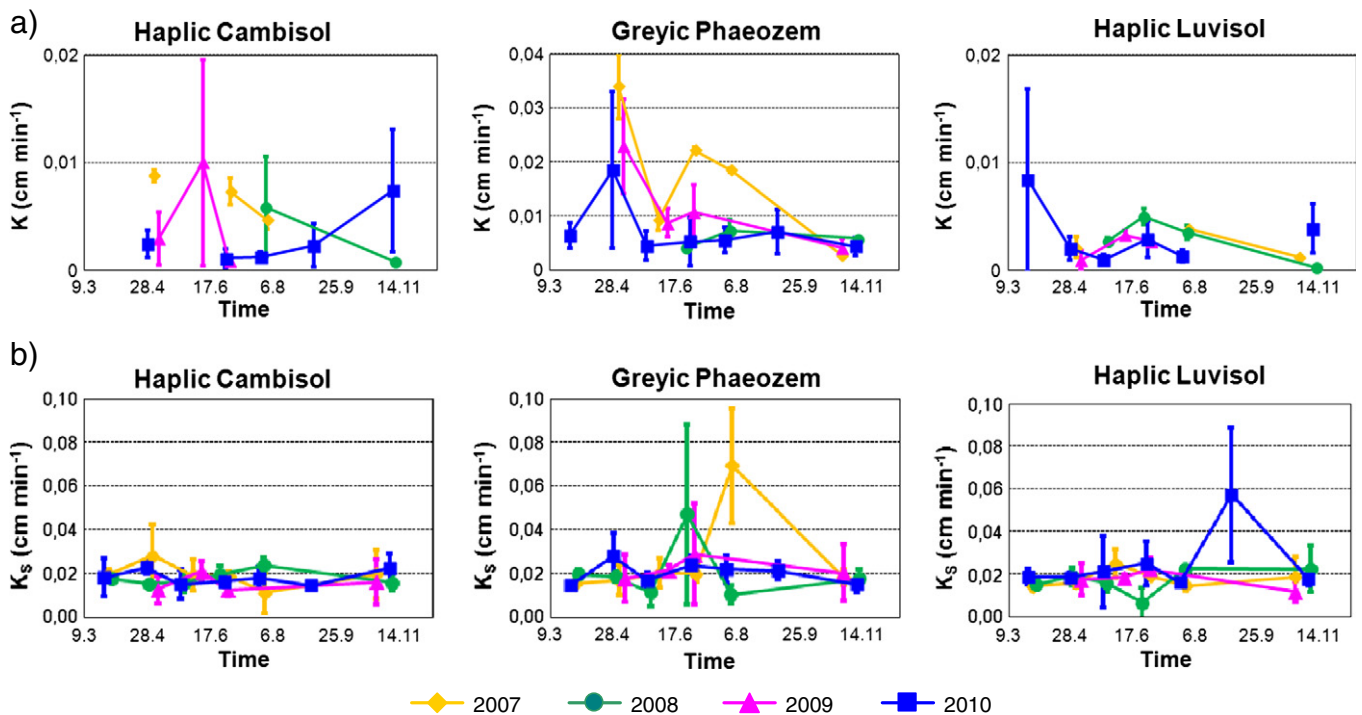


Fig. 11. Comparison of seasonal variability of unsaturated hydraulic conductivities measured using the tension disk infiltrometer (K) and saturated hydraulic conductivity (K_s) evaluated using the multistep outflow experiment. Presented data-points and error bars are average values and standard deviations calculated for each sampling time.

lower retention ability of the soils. The positive correlation between the S_{inff} and θ_{field} values was observed in the Greyic Phaeozem and the Haplic Luvisol. In this case the greater slope of the retention curve may indicate greater ability to retain water regardless of the actual climatic conditions (which may associate with the S-theory). Reversely, lower actual soil water content may lead to changes of curve slope in these soils. In this case the reasons may be similar as mentioned above for the WSA and K values.

Since the WSA, K and S_{inff} values correlated with the θ_{field} values, the interrelationship between these values was anticipated. In addition (as discussed above) the S_{inff} values should illustrate soil physical conditions. Statistical analysis however did not show close relationships (Table 5).

The multiple regression analysis did not reveal further relationships between variables.

4. Conclusions

Different field and laboratory tests were carried out to assess the seasonal and annual changes of the selected soil properties in the surface horizons of three soil types. In some cases, the similar trends of the pH_{H_2O} , pH_{KCl} , A_{400}/A_{600} , ρ_d , P , θ_{field} or WSA values were observed in different soils. Interestingly, the similar trends were found mostly for the Haplic Cambisol and the Greyic Phaeozem despite the fact that these soils considerably differed (different soil substrate, pedogenetic processes, etc.) and that variable crops (winter wheat and spring wheat) were planted at both locations during two years (2007 and 2006). Mostly different trends were observed for the Haplic Luvisol and the Greyic Phaeozem (soil of the same substrate). The reason could be attributed to a high vulnerability of the Haplic Luvisol to soil degradation in comparison to that of the Greyic Phaeozem.

Parameters of hydraulic properties were highly variable and did not show similar trends for different soils (except the saturated soil water content and the slope of the retention curve at the inflection point for Haplic Cambisol and Greyic Phaeozem). Soil structure, aggregate stability and soil hydraulic properties were interrelated and depended on plant growth, rainfall compaction and tillage. The drier conditions in some soils positively influenced the soil aggregate stability, the slope of the retention curve at the inflection point and hydraulic conductivity. Probably due to the high variation of soil hydraulic properties no closer correlation between them and other properties was detected. Despite that the slope of the retention curve at the inflection point (which should indicate physical quality of the soil, e.g. soil aggregation and consequently soil porosity system) in many cases increased (decreased) when also the soil aggregate stability and hydraulic conductivity values increased (decreased), no closer correlation was revealed when analyzing for the entire 4 year period.

The study showed different trends during different years. This was anticipated in the Greyic Phaeozem where different crops (spring wheat, winter wheat and winter barley) were planted during different years. Different trends were however observed also in the Haplic Cambisol and the Haplic Luvisol, where the same or similar crops (in both cases mostly winter wheat and ones winter barley) was sown. Results showed that climatic conditions (mostly during the winter and spring) played dominant role. Thus data, which were obtained during one year period, could not be used to generalize a soil regime in a particular soil and crop. Our results showed that it is impossible to apply any model, which would be based on statistical analyses, to predict soil properties development during one year or even longer period. Results indicate that findings cannot be used to generalize soil properties for other soil types, plants or climates. Further studies should be carried out, which would explore greater amount of soil samples (to analyze also spatial variability of soil properties) and consider even more variables (like root development, precise monitoring of precipitation and evapotranspiration, continuous measuring of water pressure heads and soil water contents in the top soil etc.).

Acknowledgement

The authors acknowledge the financial support of the Czech Science Foundation (GA CR 526/08/0434) and the Ministry of Agriculture of the Czech Republic (QJ1230319). They also acknowledge Karel Němeček, Miroslav Fěr, Ondřej Jakšík and Aleš Klement for their assistance in the field, and Adam Kubiš for his help in the laboratory. Finally we would like to thank the colleagues from the experimental stations of the Crop Research Institute in Hněvčev, Humpolec and Čáslav for their support.

References

- Alaoui, A., Lipiec, J., Gerke, H.H., 2011. A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: a hydrodynamic perspective. *Soil and Tillage Research* 115–116, 1–15.
- Alletto, L., Coquet, Y., 2009. Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management system. *Geoderma* 152, 85–94.
- Angulo-Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B.E., Thony, J.L., Vachaud, G., Fernandez-Boy, E., Cayuela, J.A., 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disc infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal* 61, 27–32.
- Azevado, A.S., Kanwar, R.S., Horton, R., 1998. Effect of cultivation on hydraulic properties of an Iowa soil using tension infiltrometers. *Soil Science* 163, 21–29.
- Bamberg, A.L., Cornelis, W.M., Timm, L.C., Gabriels, D., Pauletto, E.A., Pinto, L.F.S., 2011. Temporal changes of soil physical and hydraulic properties in strawberry fields. *Soil Use and Management* 27, 385–394.
- Basile, A., Ciollaro, G., Coppola, A., 2003. Hysteresis in soil-water characteristics as a key to interpreting comparison of laboratory and field measured hydraulic properties. *Water Resources Research* 39 (12), 1355. <http://dx.doi.org/10.1029/2003WR002432>.
- Basile, A., Coppola, A., de Mascellis, R., Randazzo, L., 2006. Scaling approach to deduce field unsaturated hydraulic properties and behavior from laboratory measurements on small cores. *Vadose Zone Journal* 5, 1005–1016.
- Bodner, G., Loiskandl, W., Buchan, G., Kaul, H.P., 2008. Natural and management-induced dynamics of hydraulic conductivity along a cover-cropped field slope. *Geoderma* 146, 317–325.
- Bormann, H., Klaasen, K., 2008. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma* 145, 295–302.
- Bronick, C.J., Lal, R., 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma* 124, 3–22.
- Cassel, D.K., 1983. Spatial and temporal variability of soil physical properties following tillage of Norfolk loamy sand. *Soil Science Society of America Journal* 47, 196–201.
- Catt, J.A., 1990. Paleopedology manual. *Quaternary International* 6, 1–95.
- Chan, K.Y., Heenan, D.P., Ashley, R., 1994. Seasonal changes in surface aggregate stability under different tillage and crops. *Soil and Tillage Research* 28, 301–314.
- Coote, D.R., Malcolm-McGovern, C.A., Wall, G.J., Dickinson, W.T., Rudra, R.P., 1988. Seasonal erodibility indices based upon shear strength and aggregate stability in some Ontario soils. *Canadian Journal of Soil Science* 68, 405–424.
- Dane, J.H., Topp, C.T. (Eds.), 2002. *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, USA.
- Dec, D., Dörner, J., Balocchi, O., 2011. Temporal and spatial variability of structure dependent properties of a volcanic ash soil under pasture in southern Chile. *Chilean Journal of Agricultural Research* 71, 293–303.
- Dec, D., Dörner, J., Balocchi, O., López, I., 2012. Temporal dynamics of hydraulic and mechanical properties of an Andosol under grazing. *Soil and Tillage Research* 125, 44–51.
- Decagon Device, 2006. *Minidisc Infiltrometer – User's Manual, Version 3*. Decagon Device, Inc., Pullman, USA.
- Denef, K., Six, J., Bossuyt, H., Frey, S.D., Elliott, E.T., Merckx, R., Paustian, K., 2001. Influence of dry-wet cycles on the interrelationship between aggregate, particulate organic matter, and microbial community dynamics. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1599–1611.
- Dexter, A.R., 2004a. Soil physical quality. Part I. Theory, effect of soil texture, density and organic matter, and effect on root growth. *Geoderma* 120, 201–214.
- Dexter, A.R., 2004b. Soil physical quality. Part II. Friability, tillage, tilth and hardsetting. *Geoderma* 120, 215–226.
- Dexter, A.R., 2004c. Soil physical quality. Part III. Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma* 120, 227–239.
- Dexter, A.R., Bird, N.R.A., 2001. Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. *Soil and Tillage Research* 57, 203–212.
- Dexter, A.R., Czyz, E.A., 2007. Application of S-theory in study of soil physical degradation and its consequences. *Land Degradation & Development* 18, 369–381.
- Dexter, A.R., Richard, G., 2009. Tillage of soils in relation to their bi-modal pore size distributions. *Soil and Tillage Research* 103, 113–118.
- Dörner, J., Dec, D., Peng, X., Horn, R., 2010. Effect of land use change on the dynamic behaviour of structural properties of an Andosol in southern Chile under saturated and unsaturated hydraulic conditions. *Geoderma* 159, 189–197.

- Farkas, C., Gyuricza, C., Birkas, M., 2006. Seasonal changes of hydraulic properties of a Chromic Luvisol under different soil management. *Biologia* 61, S344–S348 (Bratislava).
- Gribb, M.M., Kodešová, R., Ordway, S.E., 2004. Comparison of soil hydraulic property measurement methods. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 130, 1084–1095.
- Hillel, D., 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier Academic Press, New York.
- Hum, W., Shao, M., Wang, Q., Fan, J., Horton, R., 2009. Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses. *Geoderma* 149, 355–366.
- International Organization of Standardization, 1994. *Standard of Soil Quality – Determination of pH (ISO 10390:1994)*.
- Jirků, V., Kodešová, R., Mühlhanslová, M., Žigová, A., 2010. Seasonal variability of soil structure and soil hydraulic properties. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1–6 August 2010, Brisbane, Australia. ISBN: 978-0-646-53783-2, pp. 145–148 (Published on DVD).
- Kemper, W.D., Rosenau, R.C., 1984. Soil cohesion as affected by time and water content. *Soil Science Society of America Journal* 48, 1001–1006.
- Kočárek, M., Kodešová, R., Kozák, J., Drábek, O., Vacek, O., 2005. Chlorotoluron behaviour in five different soil types. *Plant, Soil and Environment* 51 (7), 304–309.
- Kočárek, M., Kodešová, R., Kozák, J., Drábek, O., 2010. Field study of chlorotoluron transport and its prediction by the BPS mathematical model. *Soil and Water Research* 5 (4), 153–160.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Šimůnek, J., Kozák, J., 2008. Impact of soil micro-morphology features on water flow and herbicide transport in soils. *Vadose Zone Journal* 7, 798–809.
- Kodešová, R., Rohošková, M., Žigová, A., 2009a. Comparison of aggregate stability within six soil profiles under conventional tillage using various laboratory tests. *Biologia* 64 (3), 550–554 (Bratislava).
- Kodešová, R., Vignozzi, N., Rohošková, M., Hájková, T., Kočárek, M., Pagliai, M., Kozák, J., Šimůnek, J., 2009b. Impact of varying soil structure on transport processes in different diagnostic horizons of three soil types. *Journal of Contaminant Hydrology* 104, 107–125.
- Kodešová, R., Jirků, V., Kodeš, V., Mühlhanslová, M., Nikodem, A., Žigová, A., 2011a. Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland. *Soil and Tillage Research* 111, 154–161.
- Kodešová, R., Kočárek, M., Kodeš, V., Drábek, O., Kozák, J., Hejtmánková, K., 2011b. Pesticide adsorption in relation to soil properties and soil type distribution in regional scale. *Journal of Hazardous Materials* 186, 540–550.
- Kodešová, R., Němeček, K., Kodeš, V., Žigová, A., 2012. Using dye tracer for visualization of preferential flow at macro- and microscales. *Vadose Zone Journal* 11. <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2011.0088>.
- Messing, I., Jarvis, N.J., 1993. Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tiled clay soil as measured by tension infiltrometers. *Journal of Soil Science* 44, 11–24.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12 (3), 513–522.
- Mubarak, I., Mailhol, J.C., Angulo-Jaramillo, R., Bouarfa, S., Ruelle, P., 2009a. Effect of temporal variability in soil hydraulic properties on simulated water transfer under high-frequency drip irrigation. *Agricultural Water Management* 96, 1547–1559.
- Mubarak, I., Mailhol, J.C., Angulo-Jaramillo, R., Ruelle, P., Boivin, P., Khaleidian, M., 2009b. Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma* 150, 158–165.
- Murphy, B.W., Koen, T.B., Jones, B.A., Huxedurp, L.M., 1993. Temporal variation of hydraulic properties for some soils with fragile structure. *Australian Journal of Soil Research* 31, 179–197.
- Nimmo, J.R., Perkins, K.S., 2002. Aggregate stability and size distribution. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison, USA, pp. 317–328.
- Pare, N., Andrieux, P., Louchart, X., Biarnes, A., Voltz, M., 2011. Predicting the spatio-temporal dynamic of soil surface characteristics after tillage. *Soil and Tillage Research* 114, 135–145.
- Perfect, E., Kay, B.D., van Loon, W.K.P., Sheard, R.W., Pojasok, T., 1990. Factors influencing soil structural stability within a growing season. *Soil Science Society of America Journal* 54, 173–179.
- Sacco, D., Cremon, C., Zavattaro, L., Grignani, C., 2012. Seasonal variability of soil properties under different water managements in irrigated rice. *Soil and Tillage Research* 118, 22–31.
- Schwen, A., Bodner, G., Loiskandl, W., 2011a. Time-variable soil hydraulic properties in near-surface soil water simulations for different tillage methods. *Agricultural Water Management* 99, 42–50.
- Schwen, A., Bodner, G., Scholl, P., Buchan, G., Loiskandl, W., 2011b. Temporal dynamic of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil and Tillage Research* 113, 89–98.
- Šimůnek, J., Kodešová, R., Gribb, M.M., van Genuchten, M.Th., 1999. Estimating hysteresis in the soil water retention function from cone permeameter test data. *Water Resources Research* 35, 1329–1345.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th., Šejna, M., 2008. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages, and related codes. *Vadose Zone Journal* 7 (2), 587–600.
- Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S.M., 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils – effect of no-tillage. *Agronomie* 22, 755–775.
- Skjemstad, J.O., Baldock, J.A., 2008. Total and organic carbon. In: Carter, M.R., Gregorich, E.G. (Eds.), *Soil Sampling and Method of Analysis*. Canadian Society of Soil Science. Taylor and Francis Group, USA, pp. 225–237.
- Somaratinne, N.M., Smettem, K.R.J., 1993. Effect of cultivation and raindrop impact on the surface hydraulic properties of an alfisol under wheat. *Soil and Tillage Research* 26, 115–125.
- Strudley, W.M., Green, T.R., Ascough II, J.C., 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: state of the science. *Soil and Tillage Research* 99, 4–48.
- Swardji, P., Eberbach, P.L., 1998. Seasonal changes of physical properties of an Oxyc Paleustalf Red Kandosol after 16 years of direct drilling or conventional cultivation. *Soil and Tillage Research* 49, 65–77.
- Van Dam, J.C., Stricker, N.N., Droogers, P., 1994. Inverse method to determine soil hydraulic function from multi-step outflow experiment. *Soil Science Society of America Journal* 58, 647–652.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892–898.
- Watson, K.W., Luxmoore, R.J., 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* 50 (3), 578–582.
- Yang, X.M., Wander, M.M., 1998. Temporal changes in dry aggregate size and stability. *Soil and Tillage Research* 49, 173–183.
- Young, I.M., 1998. Biophysical interactions at the root–soil interface: a review. *Journal of Agricultural Science* 130, 1–7.
- Zeinalzadeh, K., Kashkuli, H.A., Naseri, A.A., Dadmehr, R., 2011. Temporal variation of soil hydraulic parameters under different land uses. *Journal of Food Agriculture and Environment* 9, 693–698.
- Zhang, R., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1024–1030.
- Zhou, X., Lin, H.S., White, E.A., 2008. Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena* 73, 180–188.