

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Studijní program: Geologie  
Studijní obor: Geologie



Bc. Michaela Žatecká

Primární a sekundární magnetická stavba spraší jako  
nástroj pro rekonstrukci paleoprostředí

Primary and secondary magnetic fabric as a tool for  
paleoenvironmental reconstruction

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: doc. RNDr. Jaroslav Kadlec, Dr.  
Mgr. Martin Chadima, PhD.

Praha 2021

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 4.1.2021

Ráda bych poděkovala mému školiteli, vedoucímu diplomové práce, panu doc. RNDr. Jaroslavu Kadlecovi, Dr. za obrovskou ochotu, trpělivost, vstřícný přístup a pomoc s interpretacemi. Poděkování patří také mému dalšímu školiteli, panu Mgr. Martinovi Chadimovi, PhD., za pomoc při měření a zpracování dat, za objasnění fyzikální podstaty parametrů a za převzetí diplomové práce. Ráda bych poděkovala také panu doc. RNDr. Eduardovi Petrovskému, CSc. za pomoc s přípravou dat z hysterezních měření a pochopení dané problematiky. Práce by nevznikla bez možnosti měření v Geofyzikálním ústavu AV ČR na Praze 4 a v Brně v Řečkovících ve firmě AGICO s.r.o. Dále bych ráda poděkovala Bc. Michalu Vopatovi za pomoc se zpracováním grafů.

## ABSTRAKT:

Diplomová práce se věnuje výzkumu primární a sekundární magnetické stavby eolických sedimentů spraší a fosilních půd na profilu na Praze 6. K magnetickému nabohacení, a vzniku magnetických nanočástic v půdních horizontech, dochází v teplejších obdobích interglaciálů procesem pedogeneze. Cílem této práce je interpretace paleoprostředí, a zvětrávacích a pedogenních procesů, měřením magnetických vlastností sedimentů. Magnetická susceptibilita, frekvenčně závislá magnetická susceptibilita, anhysterezní remanentní magnetizace a přirozená remanentní magnetizace slouží ke zjištění zvýšeného výskytu magnetických nanočástic, které tyto pedogenní procesy indukují. Nejvíce vyvinutý byl půdní horizont černozemě a podložní hnědozemě. Ve svrchní a ve spodní sprašové části profilu byly odhaleny pouze náznaky pedogeneze. Magnetická stavba spraší, měřena anizotropií magnetické susceptibility, odráží sekundární sedimentární procesy. Jedná se o přemístění klastických částic proudící vodou a redepozici materiálu po svahu. Směr pohybu těchto sedimentů odpovídá současné geomorfologii okolí. Diplomová práce dále testuje možnosti využití metody viskózní remanentní magnetizace ke stanovení koncentrace magnetických nanočástic. Bylo zjištěno, že tato metoda může být substitucí za měření frekvenčně závislé magnetické susceptibility.

Klíčová slova: kvartér, spraš, fosilní půda, rekonstrukce paleoprostředí

## ABSTRACT:

This diploma thesis deals with the research of primary and secondary magnetic fabric of aeolian loess sediments and paleosols on the cross-section temporary cropping out during the construction work in Prague 6. Magnetic enrichment - and the formation of magnetic nanoparticles in soil horizons - occurs during pedogenesis in warmer interglacials periods. The aim of this work is the interpretation of the paleoenvironment, weathering and pedogenic processes, by measuring the magnetic properties of sediments. Magnetic susceptibility, frequency-dependent magnetic susceptibility, anhysteresis remanent magnetization and natural remanent magnetization are used to detect the increased occurrence of magnetic particles, which indicate these pedogenic processes. The most developed paleosol horizon within the cross-section was the horizon of black soil and subsoil brown soil. Small signs of pedogenesis were revealed in the upper and lower loess part of the section. The magnetic fabric of loess, measured by means of anisotropy of magnetic susceptibility, reflects secondary sedimentary processes. This involves the displacement of clastic particles by flowing water and the redeposition of the material along the slope. The direction of movement of these sediments correspond to the current geomorphology of the surroundings. This means, the section was not deposited solely by aeolian processes. This diploma thesis further tests whether viscous remanent magnetization may be used to determine the relative concentration of magnetic nanoparticles and whether this method may substitute the conventionally used frequency-dependent magnetic susceptibility.

Key words: Quaternary, loess, fossil soil, paleoenvironmental reconstruction

## OBSAH

1.	ÚVOD.....	8
2.	CÍLE PRÁCE.....	11
3.	POUŽITÉ METODY.....	12
3.1	Terénní metody.....	12
3.2	Laboratorní metody.....	13
3.2.1	Magnetická susceptibilita.....	13
3.2.2	Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita.....	14
3.2.3	Teplotně závislá magnetická susceptibilita.....	15
3.2.4	Anizotropie magnetické susceptibility.....	16
3.2.5	Hysterezní parametry.....	18
3.2.6	Přirozená remanentní magnetizace.....	21
3.2.7	Anhysterezní remanentní magnetizace.....	21
3.2.8	Viskózní remanentní magnetizace.....	22
3.2.9	Out-of-phase magnetické susceptibility.....	22
3.2.10	Extrakce magnetických zrn ze sedimentu.....	23
4.	LOKALIZACE A POPIS PROFILU.....	24
4.1	Lokalizace a geologické poměry okolí.....	24
4.2	Popis profilu.....	26
5.	VÝSLEDKY LABORATORNÍCH ANALÝZ A EXPERIMENTŮ.....	29
5.1	Magnetická susceptibilita, frekvenčně závislá magnetická susceptibilita, anhysterezní remanentní magnetizace a přirozená remanentní magnetizace.....	29
5.2	Identifikace magnetických minerálů pomocí teplotně závislé magnetické susceptibility.....	30
5.3	Anizotropie magnetické susceptibility.....	35
5.3.1	Směry magnetické lineace a foliace.....	35
5.4	Magnetická hystereze.....	40
5.4.1	Dayův diagram.....	44
5.5	Viskózní remanentní magnetizace.....	45
5.6	Out-of-phase magnetická susceptibilita.....	47
6.	DISKUZE.....	49
6.1	Indikátory pedogenních a zvětrávacích procesů.....	49
6.2	Identifikace magnetických minerálů.....	50

6.3	Indikátor paleoprostředí a post-sedimentárních deformací .....	51
6.4	Indikátor zrnitosti-Dayův diagram.....	54
6.5	Viskózní remanentní magnetizace a out-of-phase magnetická susceptibilita .....	54
7.	ZÁVĚR .....	55
8.	ZDROJE.....	57

## 1. ÚVOD

Spraš je klastický sediment eolického původu, složený především ze zrn velmi jemného křemitého prachu (zrnitost 0,001 – 0,005 mm), s hojnou jílovitou a vápnitou příměsí. Spraše pokrývají až 10 % povrchu kontinentů a obsahují jeden z nejdelších a neúplnějších záznamů kvartérních klimatických oscilací (např. Derbyshire *et al.* 1997) a procesů řízených kvartérním klimatem v kontinentálních podmínkách (Evans a Heller 2003).

Vznik spraší spadá do období glaciálů a stadiálů, kdy vály studené a suché větry vysušující půdu, krytou jen sporou vegetací, a odnášely z ní jemné prachové částice, které se pak ukládaly do rozsáhlých sprašových pokryvů. Teplejší období, tj. interglaciály a interstadiály, jsou naproti tomu období charakteristická redukcí eolického transportu kvůli vyšší hustotě vegetace a zároveň vyšší intenzitou pedogenních procesů. To má za následek intenzivní zvětrávání v povrchové vrstvě spraší a její přeměnu na půdu. V humidním mírném klimatickém pásmu vedou procesy spojené s pedogenezí ke vzniku novotvořených magnetických minerálů a dochází k tzv. magnetickému nabohacení půdních horizontů. Tohoto jevu lze využít a změny magnetických vlastností sprašových a půdních profilů lze interpretovat jako změny klimatických podmínek paleoprostředí.

Historie měření magnetických vlastností spraší a fosilních půd sahá do začátku osmdesátých let dvacátého století, Heller a Liu (1982, 1984, 1986) a Kukla *et al.* (1988). Tito autoři zkoumali změny magnetické susceptibility a přirozené remanentní magnetizace na profilech na čínském sprašovém plató. Vycházeli z předpokladu, že změny v koncentraci magnetických minerálů odráží změny v sedimentační rychlosti. V období glaciálů totiž sedimentovalo mnohem větší množství prachu a relativní koncentrace magnetických minerálů tak byla, díky převažujícímu podílu silikátů, snížena. Zatímco v interglaciálech byla sedimentační rychlost prachu relativně malá, což vedlo k větší koncentraci magnetických zrn (Kukla *et al.* 1988). Až později se zjistilo, že ve spraších mohou vznikat velmi jemné magnetické minerály přímo při procesu pedogeneze (Maher a Taylor 1988).

Nejvíce a nejčastěji studovanou magnetickou vlastností spraší a fosilních půd je magnetická susceptibilita, která vyjadřuje relativní schopnost materiálu zmagnetizovat



se, a odráží tak relativní obsah všech magnetických minerálů ve zkoumaném vzorku. V důsledku magnetického nabohacení vykazuje magnetická susceptibilita relativně vyšší hodnoty v horizontech fosilních půd a relativně nižší hodnoty v horizontech spraší. Fosilní půdy vznikaly v teplejším období interglaciálů (případně interstadiálů), kde docházelo k zvětrávání a pedogenezi a vznikalo tak mnohem větší množství velmi jemných magnetických částic. Naproti tomu v horizontech spraší, které vznikaly během chladnějších období glaciálů, novotvořené magnetické částice nevznikaly, a magnetická susceptibilita tak odráží pouze obsah původních detritických magnetických minerálů.

V závislosti na použitých přístrojích lze magnetickou susceptibilitu měřit při různých frekvencích magnetizačního pole a výsledný signál lze rozložit na reálnou a komplexní složku („in-phase“ a „out-of-phase susceptibility“, jedná se o susceptibilitu ve fázi a susceptibilitu s fázovým posunem  $90^\circ$  od magnetizačního pole). Jak frekvenčně závislá susceptibilita (tj. relativní změny magnetické susceptibility v závislosti na frekvenci magnetizačního pole), tak out-of-phase susceptibilita je způsobena přítomností velmi jemných magnetických nanočástic a variace těchto veličin v rámci studovaných profilů odráží rozdíly v relativním zastoupení novotvořených magnetických částic (Hrouda *et al.* 2017).

Důležitou metodou analyzující vnitřní stavbu spraší a fosilních půd je anizotropie magnetické susceptibility, která odráží prostorovou orientaci všech magnetických minerálů, jejich tzv. magnetickou stavbu. Tuto stavbu spraší lze interpretovat ve smyslu směrů proudění paleovzduchu, mechanismů depozice a lze ji též využít k identifikaci post-depozičních a post-diagenetických procesů (Hrouda *et al.* 2017). Měření anizotropie magnetické susceptibility bylo využito například na profilech spraší a fosilních půd v Číně (Jianli 1998, Zhu *et al.* 2014), na Aljašce (Lagroix a Banerjee 2002), v Maďarsku (Bradák *et al.* 2009, 2014, 2018a, 2018b, 2019), v Bulharsku (Lagroix *et al.* 2018), na Ukrajině (Nawrocki *et al.* 2006, 2018) a v České republice (Lagroix *et al.* 2011, Hrouda *et al.* 2011, 2013, 2017).

Pro rekonstrukci paleoenvironmentálních podmínek spraší a fosilních půd je důležité rozlišit primární a sekundární magnetickou stavbu (Bradák *et al.* 2014). Primární magnetická stavba odráží původní směr transportu a akumulace sedimentu, zatímco sekundární magnetická stavba odráží pozdější přepracování větrem, vodou nebo

redepozici sedimentárního materiálu. Během sedimentace spraší a fosilních půd lze rozlišit také primární a sekundární depoziční procesy (Bradák *et al.* 2018a). Primární procesy jsou řízeny gravitací a magnetická stavba sedimentů vyvinutá tímto typem procesů se nazývá „depoziční“ magnetickou stavbou. Naopak sekundární procesy generují nekonsolidované sedimenty, které ihned po depozici podléhají diagenezi a následnému zvětrávání. Magnetická stavba vyvinutá tímto typem procesů se nazývá magnetickou stavbou „transformační“.

Diplomová práce tedy představuje výzkum magnetické stavby spraší a fosilních půd na dočasně odkrytém profilu v Praze, v Dejvicích. Zjištěná magnetická stavba byla využita k interpretaci paleoprostředí a paleoenvironmentálních procesů a k posouzení post-sedimentárních deformačních procesů. Tato práce také využívá několika nezávislých metod ke stanovení koncentrace pedogenních magnetických nanočástic, jejichž vznik souvisí se zvětráváním v důsledku změn klimatu.

V předložené práci bylo využito měření magnetické susceptibility, frekvenčně závislé magnetické susceptibility, out-of-phase magnetické susceptibility a viskózní remanentní magnetizace (VRM). VRM je změna magnetizace v závislosti na čase a je charakteristická převážně pro velmi jemnozrné částice na rozhraní jednodoménového (single-domain, SD) a superparamagnetického (SP) stavu.

Pro identifikaci magnetických minerálů byla na vybraných půdních a sprašových vzorcích měřena teplotně závislá magnetická susceptibilita. Výsledky práce byly zasazeny do kontextu se současnými i minulými pracemi převážně z České republiky a z dalších zemí Evropy.

## 2. CÍLE PRÁCE

Cílem této diplomové práce je získat a interpretovat magnetická data ze souvrství spraší a fosilních půd, které bylo dočasně odkryté v unikátním profilu na Praze 6 v Dejvicích. Práce se věnuje převážně výzkumu primární a sekundární magnetické stavby v tomto souvrství.

Primární magnetická stavba spraší odráží směry proudění paleovětru transportujícího klastické částice. Tato stavba je narušována vznikem nových částic magnetitu v průběhu zvětrávání spraše a pedogeneze, svahovými procesy nebo mrazovým rozrušením sedimentů. Jedná se o sekundární magnetickou stavbu. Zjištění primární a sekundární magnetické stavby spraší a fosilních půd je využito k interpretaci paleoprostředí a paleoenvironmentálních procesů, jako je rekonstrukce směrů proudění větru, mechanismů depozice spraší a fosilních půd, posouzení post-sedimentárních deformačních procesů a post-depozičních a post-diagenetických procesů.

Dalším z cílů této práce je porovnání možností out-of-phase susceptibility, a viskózní remanentní magnetizace, se standardně používanou metodou frekvenčně závislé magnetické susceptibility pro stanovení koncentrace pedogenních magnetických nanočástic, jejichž vznik souvisí se zvětráváním v důsledku změn klimatických podmínek. Získané výsledky jsou porovnány se staršími výzkumy zaměřenými na magnetickou stavbu spraší a fosilních půd (např. Lacroix *et al.* 2011, Bradák a Kovács 2014, Obersteinová 2016).

### 3. POUŽITÉ METODY

#### 3.1 Terénní metody

Studovaný profil byl odkryt při výstavbě podzemních garáží na pozemku za hotelem Vienna House Diplomat na Praze 6 v Dejvicích. Profil byl v závislosti na prohlubování základové jámy po dobu čtyř měsíců dokumentován graficky a fotograficky, poté byl jako celek detailněji popsán. Vzorky byly odebírány vždy z odkrytého úseku přibližně dvou až čtyř metrů, podle toho, jak postupovalo zahlubování na stavbě (obr. 5 a 6). Před samotným odběrem byla stěna zarovnána a očištěna od povrchové vrstvy do hloubky cca 10 cm.

Orientované vzorky byly odebrány pomocí odběrového zařízení, jež bylo zatlačováno zhruba 2–3 cm do profilu. Po změření odběrových úhlů (azimut a sklon spádnice sedimentárního jádra) bylo odběrové zařízení se sedimentárním jádrem vytaženo z profilu a následně bylo jádro vtlačeno do plastové krabičky o objemu 6,7 cm<sup>3</sup>.

Vzdálenost mezi středy jednotlivých vzorků se pohybovala kolem 2,5 cm (obr. 1) a pouze na místech s komplikovanější možností odběru (zasítování stěny, časově nebo prostorově omezené možnosti odběru), byla vzdálenost mezi vzorky 5 cm. Celkem bylo z profilu odebráno 425 orientovaných vzorků spraší a fosilních pūd.



obr. 1. Detail Dejvického profilu s otvory po odběru orientovaných vzorků.

## 3.2 Laboratorní metody

### 3.2.1 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita měřená ve slabém poli (200–400 A/m) je jedním ze základních magnetických parametrů a vyjadřuje schopnost materiálu zmagnetizovat se. Hodnoty magnetické susceptibility závisí na typu magnetického minerálu a na koncentraci a velikosti magnetických zrn. Magnetická susceptibilita ( $\kappa$ ), je vyjádřena poměrem indukované magnetizace ( $M$ ) k aplikovanému magnetizačnímu poli ( $H$ ):

$$\kappa = M / H$$

$M$  i  $H$  jsou měřeny v A/m, takže výsledný poměr představuje bezrozměrnou veličinu.

Magnetická susceptibilita odráží vliv všech minerálů v hornině a představuje tak kombinovaný příspěvek feromagnetických, paramagnetických a diamagnetických minerálů.

Diamagnetické minerály mají zaplněné všechny orbitaly dvěma spárovanými elektrony a jejich celkové magnetické momenty se proto navzájem vyruší. Tyto minerály zeslabují magnetické pole a jejich magnetická susceptibilita je tedy záporná. Pokud jsou ve studovaných vzorcích přítomny diamagnetické minerály, tak snižují celkovou hodnotu magnetické susceptibility (Thompson a Oldfield 1986).

Oproti tomu v paramagnetických látkách se magnetické momenty atomů navzájem vyruší, protože jednotlivé magnetické momenty jsou orientovány náhodně (Tauxe *et al.* 2016). S klesající intenzitou aplikovaného vnějšího magnetického pole tak klesá i magnetizace látky a při nulovém magnetickém poli je magnetizace vzorku také nulová, právě v důsledku nahodilého uspořádání magnetických momentů (Thompson a Oldfield 1986). Magnetická susceptibilita paramagnetických minerálů je tedy kladná a relativně nízká.

Naopak magnetická susceptibilita feromagnetických minerálů je kladná a relativně vysoká. Mezi atomy některých prvků totiž dochází k interakci sousedních elektronů a jejich magnetických momentů. Výsledkem je pak souhlasná orientace magnetických momentů, čímž vzniká spontánní (remanentní) magnetizace přetrvávající

i bez působení vnějšího magnetického pole (Thompson a Oldfield 1986), proto je magnetická susceptibilita těchto minerálů relativně vysoká.

Susceptibilita je významně ovlivněna také zrnitostí jednotlivých feromagnetických částic v sedimentu. Superparamagnetické (SP) částice o velikosti 0,03  $\mu\text{m}$  (magnetit, hematit) a jedno-doménové (SD) částice o velikosti 0,08  $\mu\text{m}$  (magnetit) až 15  $\mu\text{m}$  (hematit) se totiž snadno namagnetují a jejich zvýšená koncentrace tak způsobuje zvýšené hodnoty magnetické susceptibility ve vzorku.

Magnetická susceptibilita byla jako jediná měřena pro všechny vzorky studovaného profilu, to znamená v metráži od 0 cm do 1454 cm. Byla měřena přístrojem Kappabridge KLY5-A (AGICO, s r. o.) při frekvenci magnetizačního pole 1200 Hz a intenzitě pole 400 A/m.

### 3.2.2 Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita

Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita je používána pro identifikaci magnetických minerálů vznikajících zvětrávacími procesy v průběhu pedogeneze. Jedním z produktů těchto půdotvorných procesů jsou již výše zmíněné SP částice tvořené magnetitem. Při měření magnetické susceptibility se SP částice při vyšší frekvenci magnetizačního pole chovají jako částice jedno-doménové (SD), které vykazují relativně nižší susceptibilitu (Dearing 1999, Till *et al.* 2011). Pokud jsou tedy v měřeném vzorku přítomny SP částice, klesá susceptibilita se zvyšující se frekvencí magnetizačního pole. Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita je vyjádřena vztahem (Dearing *et al.* 1996):

$$\kappa_{fd} = 100 \times (\kappa_{lf} - \kappa_{hf}) / \kappa_{lf} [\%]$$

kde  $\kappa_{lf}$  je magnetická susceptibilita měřená na nižší frekvenci a  $\kappa_{hf}$  je magnetická susceptibilita měřená na vyšší frekvenci. Výsledná hodnota se uvádí v procentech.

Zvýšená koncentrace SP částic v sedimentu zpravidla indikuje procesy spojené s pedogenezí, kdy dochází k chemickému zvětrávání minerálů obsahujících železo a nově vznikají SP částice magnetitu (Evans a Heller 2003). Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita byla měřena přístrojem Kappabridge MFK2-FA (AGICO, s.r.o.) při frekvencích magnetizačního pole 976 Hz a 15616 Hz a intenzitě pole 200 A/m. Byla

měřena pro vzorky od 0 cm do 1270 cm stejně jako všechna následující magnetická měření. Od 1270 cm až k bázi profilu se vyskytuje písčito-jílovitý štěrk a štěrkopíský z terasy řeky Vltavy, měření této části souvrství už tedy nemají smysl.

### 3.2.3 Teplotně závislá magnetická susceptibilita

Variace magnetické susceptibility na teplotě slouží především pro identifikaci typu magnetických minerálů přítomných ve studovaných vzorcích. Magnetická susceptibilita paramagnetických minerálů klesá se zvyšující se teplotou po hyperbole v souladu s Curie-Weissovým zákonem (Nagata 1961). Závislost magnetické susceptibility feromagnetických minerálů na teplotě je komplikovanější, záleží totiž na typu a koncentraci magnetického minerálu. Nad tzv. Curieovou teplotou magnetická susceptibilita prudce klesá a feromagnetické látky se chovají jako látky paramagnetické.

Curieova teplota je charakteristická pro každý feromagnetický minerál a její určení z termomagnetické křivky slouží k identifikaci feromagnetických minerálů. Orientační hodnoty Curieovy teploty vybraných feromagnetických minerálů jsou následující: magnetit = 580 °C, maghemit ~465 °C, hematit = 675 °C, goethit ~120 °C (Dunlop a Özdemir 1997).

Narůstající teplota má také často za následek fázové změny magnetických minerálů, odrážející mineralogický stav sedimentu (Liu *et al.* 2012). Například goethit za vyšších teplot (cca 250–400 °C) ztrácí vodu a mění se na hematit (Dearing 1999).

Variace magnetické susceptibility měřené v intervalu nízkých teplot (–190 °C až 25 °C) může také přinést informaci o typu magnetického minerálu. Například pro identifikaci magnetitu je charakteristický tzv. Verweyův přechod, který je indikovaný poklesem susceptibility v důsledku změny krystalové struktury z krychlové na kosočtverečnou (při poklesu teploty pod cca –150 °C). Podobný pokles magnetické susceptibility při teplotě pod cca –20 °C je označován jako Morinův přechod a je charakteristickým dokladem přítomnosti hematitu (Dunlop a Özdemir 1997).

Teplotně závislá magnetická susceptibilita byla měřena na přístroji Kappabridge KLY-5-A (AGICO, s r.o.). Teplotní závislosti magnetické susceptibility byly měřeny jak

pro práškové vzorky (cca 0,5 g) získané rozdrčením původních vzorků spraší a půd, tak pro magnetické extrakty (viz kapitola 3.2.9). Měření v intervalu nízkých teplot probíhalo od - 190 °C do pokojové teploty (přibližně 25 °C). V intervalu vysokých teplot byly vzorky zahřívány z pokojové teploty (cca 25 °C) na 700 °C a opět ochlazovány.

### 3.2.4 Anizotropie magnetické susceptibility

Anizotropie magnetické susceptibility vyjadřuje závislost magnetické susceptibility na měřeném směru a je využívána jako prostorový indikátor magnetické stavby hornin (např. Tarling a Hrouda 1993, Borradaile a Henry 1997).

Tuto závislost lze vyjádřit vztahem mezi indukovanou magnetizací (M) a magnetizačním polem (H):

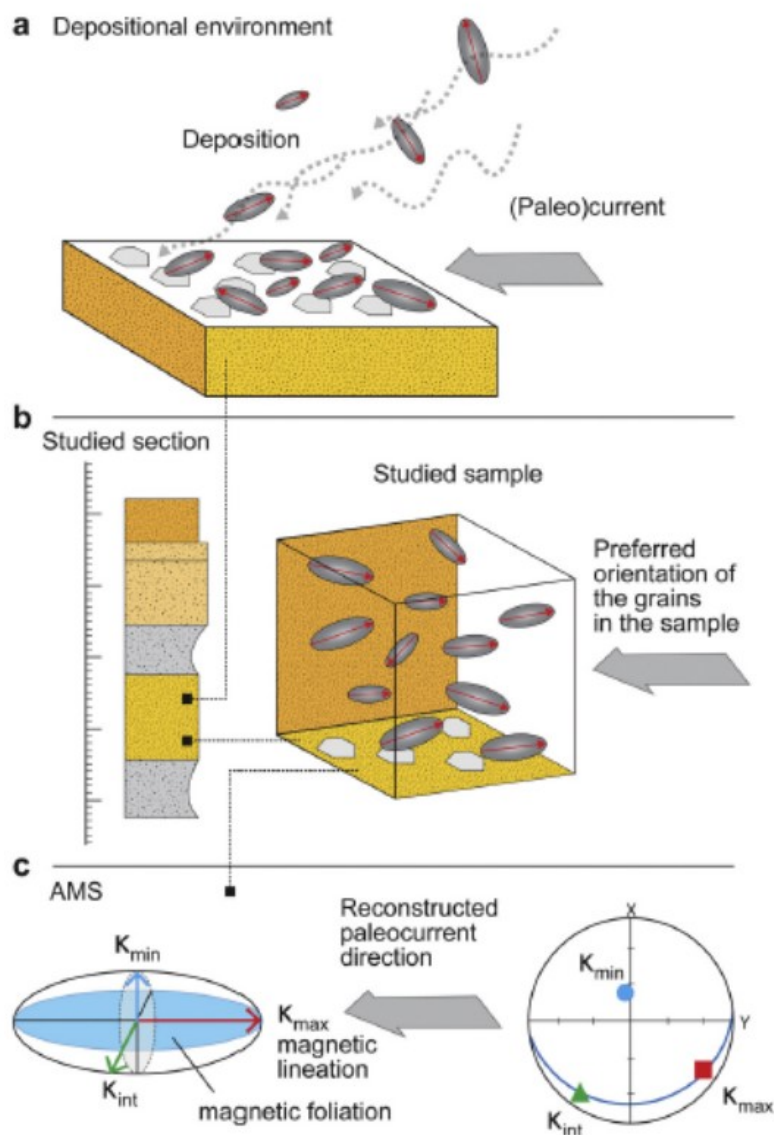
$$\begin{aligned}M_1 &= k_{11} * H_1 + k_{12} * H_2 + k_{13} * H_3 \\M_2 &= k_{21} * H_1 + k_{22} * H_2 + k_{23} * H_3 \\M_3 &= k_{31} * H_1 + k_{32} * H_2 + k_{33} * H_3\end{aligned}$$

kde  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$  jsou složky vektoru indukované magnetizace,  $H_1$ ,  $H_2$ ,  $H_3$  jsou složky vektoru magnetizačního pole a  $k_{xy}$  jsou složky tenzoru magnetické susceptibility (Hrouda 1982).

Vlastní vektory tenzoru susceptibility se označují jako hlavní susceptibility (maximální, intermediární, minimální:  $\kappa_1 \geq \kappa_2 \geq \kappa_3$ ).

Anizotropii magnetické susceptibility lze vizualizovat jako elipsoid se třemi navzájem kolmými osami (obr. 2). Maximální osa susceptibility ( $\kappa_1$ ) je definována jako magnetická lineace (obr. 2). Magnetická lineace je často paralelní se strukturní lineací a může tak odrážet směry paleoproudů (Rochette *et al.* 1992, Stachowska *et al.* 2020). Rovina kolmá ke směru minimální susceptibility ( $\kappa_3$ ) se označuje jako magnetická foliace (obr. 2). Pro názornou vizualizaci výsledků magnetické anizotropie je obvyklé prezentovat orientace hlavních susceptibilit v podobě rovníkové projekce (obr. 2).





obr. 2. Souvislosti mezi a) geologickou interpretací směrů proudění a depozičním prostředím, b) sedimentární strukturou horniny - orientace zrn ve vzorku, c) magnetickou stavbou definovanou anizotropií magnetické susceptibilitě (AMS) -  $K_{max}$ ,  $K_{int}$ , a  $K_{min}$  reprezentují hlavní susceptibilitě, AMS elipsoid slouží jako geometrická vizualizace tenzoru a rovnoplochá projekce (vpravo dole) reprezentuje projekci hlavních směrů susceptibilitě (kolečko, trojúhelník a čtverec) a magnetickou foliační rovinu (velký kruh vpravo dole), (Bradák *et al.* 2020).

Magnetickou anizotropii lze též vyhodnocovat pomocí kvantitativních parametrů. V této práci byly použity parametry následující:

Stupeň anizotropie vyjádřený jako poměr maximální a minimální magnetické susceptibility (Nagata 1961):

$$P = \kappa_1 / \kappa_3$$

A tvarový parametr T (Jelínek 1981):

$$T = [2(\eta_2 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)] - 1$$

kde  $\eta_1 = \ln \kappa_1$ ,  $\eta_2 = \ln \kappa_2$ ,  $\eta_3 = \ln \kappa_3$ .

Výhoda parametru T spočívá v tom, že vyjadřuje, zda je elipsoid magnetické stavby dominantně lineární nebo planární. Pro planární (zploštělé) elipsoidy platí  $0 < T \leq 1$ , pro lineární (protáhlé) elipsoidy platí  $-1 \leq T < 0$ .

Laboratorní experimenty ukazují, že primární magnetická stavba sedimentárních hornin bývá zploštělá s magnetickou foliací sub-paralelní se zvrstvením (Rees a Woodall 1975). Magnetická lineace je buď rovnoběžná se směrem proudění, nebo, v případě vyšší rychlosti proudění, kolmá na směr proudu (Stachowska *et al.* 2020). Při zpracování výsledků byla anizotropní data rozdělena v závislosti na převažující litologii a poloze v rámci studovaného profilu (viz popis profilu obr. 8, kapitola 4.2.) do tří, samostatně prezentovaných skupin (obr. 14-16):

1. vrstvy spraše č. 1 až 4 (obr. 14)
2. vrstvy fosilních půd č. 5 a 6 (obr. 15)
3. vrstvy spraše a jiných sedimentů č. 7 až 11 (obr. 16)

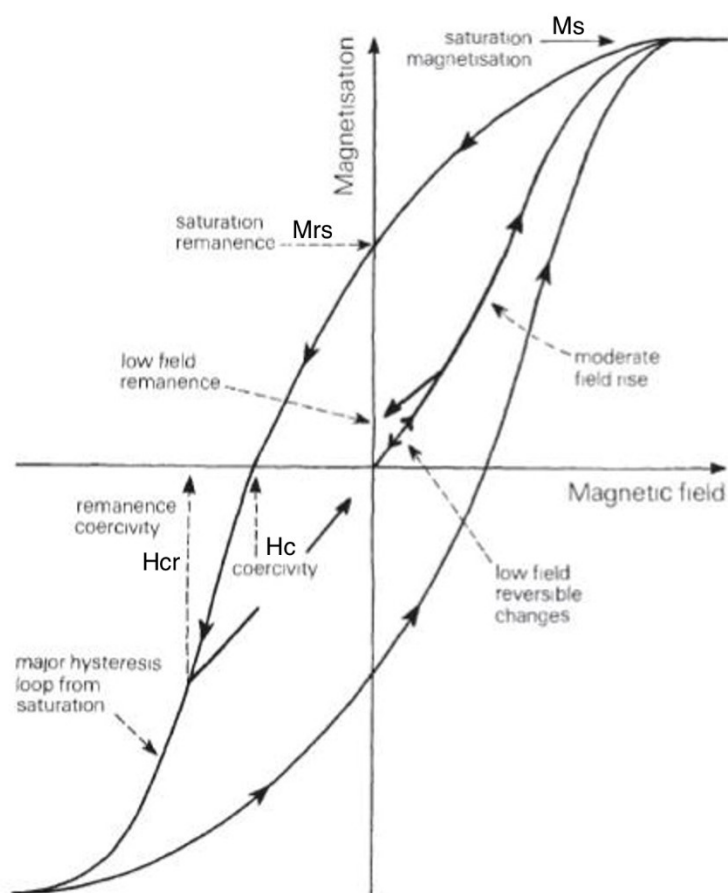
### 3.2.5 Hysterezní parametry

Magnetická hystereze vyjadřuje průběh postupné magnetizace vyvolané působením oscilujícího magnetizačního pole (Tauxe *et al.* 2016). Magnetická odezva zkoumané látky je graficky vyjádřena tzv. hysterezní křivkou neboli smyčkou (obr. 3), která znázorňuje změny magnetizace M v závislosti na cyklicky aplikovaném vnějším poli H.

Magnetická hystereze byla měřena za pokojové teploty pomocí vibračního magnetometru (Vibrating sample magnetometer EV9, ADE technologies) při postupné magnetizaci do hodnot magnetizačního pole mezi 1 a 2.5 T. Při postupném zvyšování intenzity magnetizačního pole dojde k magnetickému nasycení (vyjádřeno sytnou magnetizací  $M_s$ ) a při dalším zvyšování intenzity magnetizačního pole se už magnetizace nemění. Po nasycení je intenzita vnějšího pole snižována na nulu a dále pak na zkoumaný materiál působí postupně narůstající pole opačné polarity.

V okamžiku magnetického nasycení ( $M_s$ ) jsou veškeré magnetické momenty paralelně uspořádány a orientovány ve směru působícího magnetizačního pole. Přestane-li vnější pole působit, magnetizace se nevrátí na nulovou hodnotu, jelikož feromagnetické minerály si zachovávají remanentní magnetizaci ( $M_r$ ). Tuto remanentní magnetizaci lze přemagnetovat působením vnějšího magnetického pole o opačné polaritě. Při dosažení hodnoty koercitivní síly ( $H_c$ ) bude celková magnetizace nulová. Nulové remanence lze dosáhnout po aplikaci dostatečně silného antiparalelního pole, jehož velikost udává koercivita remanence ( $H_{cr}$ ).

Důležité body hysterezní smyčky tedy jsou: sytná magnetizace ( $M_s$ ), saturovaná remanentní magnetizace ( $M_{rs}$ ), remanentní magnetizace ( $M_r$ ), koercitivní síla ( $H_c$ ) a koercivita remanence ( $H_{cr}$ ), (obr. 3 - Thompson a Oldfield, 1986). Na základě tvaru hysterezní smyčky, tj. její sevřenosti, je možné určit, zda ve vzorku dominuje ferrimagnetický (sevřenější křivka) nebo antiferomagnetický (širší křivka) minerál.



obr. 3. Hysterezní smyčka s vyznačenými parametry sytné magnetizace ( $M_s$ ), saturované remanentní magnetizace ( $M_{rs}$ ), koercitivní síly ( $H_c$ ) a koercivity remanence ( $H_{cr}$ ), (Thompson a Oldfield, 1986).

Na měření hystereze bylo vybráno 6 vzorků z profilu (obr.8). První z nich (metráž 138,5 cm, vrstva 3) byl vybrán kvůli viditelnému lokálnímu nárůstu v hodnotách magnetické susceptibility, frekvenčně závislé magnetické susceptibility i remanentních magnetizací. Pro porovnání byl vybrán druhý vzorek (metráž 208,5 cm, vrstva 3), který žádné zvýšené hodnoty nevykazuje. Třetí vzorek (metráž 510 cm, vrstva 5) byl vybrán, protože v naměřených parametrech magnetické susceptibility i frekvenčně závislé susceptibility a remanentních magnetizací vykazoval nejvyšší hodnoty z celého Dejvického profilu. Další vzorek (metráž 543 cm, vrstva 6) byl také vybrán kvůli vyšším

lokálními hodnotám naměřených základních magnetických parametrů. Vzorek (metráž 999,6 cm, vrstva 9) je ze spodní sprašové vrstvy a poslední vzorek (metráž 1256,4 cm, vrstva 10) vykazoval výrazně vyšší hodnoty frekvenčně závislé magnetické susceptibility (obr. 9).

### 3.2.6 Přirozená remanentní magnetizace

Vzorek odebraný v přírodních podmínkách vykazuje přirozenou remanentní magnetizaci (NRM), která odráží především typ a koncentraci přítomného feromagnetického minerálu, ale také lokální orientaci a intenzitu zemského magnetického pole. Ve skutečnosti se NRM může skládat z různých komponent, z nichž má každá svou magnetickou historii (Tauxe *et al.* 2016). Přirozenou remanentní magnetizaci horniny je nutné změřit před dalšími magnetickými experimenty, které tuto magnetizaci trvale přemagnetují (Evans a Heller 2003).

### 3.2.7 Anhysterezní remanentní magnetizace

Anhysterezní remanentní magnetizace (ARM) je významným parametrem, který je používán v řadě environmentálně magnetických studií jako indikátor magnetické zrnitosti (Verosub 1995). Zvýšené hodnoty ARM indikují přítomnost jemných magnetických nanočástic v sedimentu (superparamagnetické a jedno-doménové částice). Indukce anhysterezní remanentní magnetizace probíhala při demagnetizaci vzorku (střídavým polem o intenzitě 100 mT) za současného magnetování slabým stejnosměrným polem o intenzitě 50  $\mu$ T. Tuto remanentní magnetizaci lze použít také jako indikátor zvětrávání a pedogenních procesů, během kterých mohou vznikat novotvořené nanočástice magnetitu (Evans a Heller 2003).

Anhysterezní remanentní magnetizace byla opět změřena na vzorcích od 0 cm do 1270 cm metráže. ARM byla indukována pomocí střídavého demagnetizéru a anhysteretického magnetizéru LDA5 / PAM1 (AGICO, s.r.o.).

### 3.2.8 Viskózní remanentní magnetizace

Viskózní remanentní magnetizace (VRM) je na čase závislá, proměnlivá složka remanentní magnetizace. Magnetická viskozita je charakteristická hlavně pro velmi jemnozrné feromagnetické částice na rozhraní jednodoménového (single-domain, SD) a superparamagnetického (SP) stavu. Tyto částice mají velmi krátký relaxační čas, který charakterizuje exponenciální pokles magnetizace v závislosti na čase podle rovnice:

$$M(t) = M_0 * e^{-(t/\tau)}$$

kde  $M_0$  je hodnota počáteční magnetizace,  $t$  je čas od namagnetování a  $\tau$  je relaxační čas.

Viskózní remanentní magnetizace byla změřena na 60 vybraných vzorcích s použitím rotačního magnetometru JR-6-A (AGICO, s.r.o.). Všechny vzorky byly nejprve namagnetovány slabým stejnosměrným polem o intenzitě 20 mT s využitím anhysteretického magnetizéru LDA5/PAM1 (AGICO, s.r.o.). Měření remanentní magnetizace bylo 50krát opakováno po dobu cca 240 s, při současném zaznamenávání času měření.

### 3.2.9 Out-of-phase magnetické susceptibilita

Magnetickou susceptibilitu měřenou ve střídavém poli můžeme rozložit na složku, která je ve fázi (tzv. „in-phase“ susceptibilita) a složku s fázovým posunem 90° (tzv. „out-of-phase“ susceptibilita) od magnetizačního pole (Hrouda *et al.* 2013). V nevodivých diamagnetických, paramagnetických a mnoha feromagnetických materiálech je out-of-phase susceptibilita nulová. Ovšem vlivem některých feromagnetických minerálů (jako je pyrrhotin, titanomagnetit nebo superparamagnetická zrna magnetitu) dochází k fázovému posunu a out-of-phase susceptibilita dosahuje nenulových hodnot (Hrouda *et al.* 2017).

Ve sprašových profilech lze out-of-phase susceptibilitu spolu s frekvenčně závislou magnetickou susceptibilitou využít k identifikaci a zjištění koncentrace magnetických částic vznikajících zvětrávacími procesy v průběhu pedogeneze. Obě metody jsou citlivé

na přítomnost magnetických částic, které jsou na přechodu mezi velikostmi částic SP a SD (Hrouda *et al.* 2017). Hlavní výhodou out-of-phase susceptibility je, že je změřena spolu s in-phase susceptibility během jednoho měření. Mezi out-of-phase susceptibility a frekvenčně závislou susceptibility existuje těsná korelace (Chadima *et al.* 2010). Out-of-phase susceptibility je významně vyšší v půdách než ve sprašových horizontech (Hrouda *et al.* 2017). Out-of-phase susceptibility byla měřena pomocí KLY5-A Kappabridge v poli 400 A/m a při frekvenci 1220 Hz.

### 3.2.10 Extrakce magnetických zrn ze sedimentu

Dejvický profil je tvořen střídajícími se vrstvami černozeře, hnědozeře a spraší. Z každé z těchto vrstev byly odebrány tři vzorky, v profilu vždy těsně pod sebou, které byly následně homogenizovány a za pokojové teploty vysušeny a zváženy. Pojmenovány byly vždy podle posledního odebraného vzorku (např. vzorek 510 je homogenizován ze vzorků z metráže z 510, 507 a 504,5 cm). Takto připravené vzorky jednotlivých vrstev byly následně v krabičkách smíchány s vodou, aby vytvořily suspenzi vhodnou pro snadnou extrakci magnetických minerálů.

Samotná extrakce magnetických minerálů byla provedena pohybem neodymového magnetu umístěného v uzavíratelném PE sáčku suspenzí. Minerály zachycené na povrchu PE sáčku byly po odstranění magnetu opláchnuty destilovanou vodou do separátní nádoby. Z této nádoby byla po ukončení separace slita přebytečná voda a vzniklá sedlina byla sušena v peci při teplotě 50-60 °C po dobu necelé jedné hodiny.

## 4. LOKALIZACE A POPIS PROFILU

### 4.1 Lokalizace a geologické poměry okolí

Studované souvrství spraší a fosilních půd se nachází na Praze 6 v Dejvicích. Profil byl odkryt při výstavbě podzemních garáží na pozemku za hotelem Vienna House Diplomat, místo profilu označuje na obr. 4 červená tečka na souřadnicích 50.0996203N a 14.3900817E.



obr. 4. Výřez geologické mapy 1:50 000 (Havlíček a Štorch 1985) - červené kolečko označuje pozici studovaného profilu.

Vysvětlivky: kvartér – holocén: 1 – fluviální a deluvio-fluviální písčito-hlinité sedimenty; pleistocén: 2 – sprašové hlíny, spraše, drťovitě spraše, eolicko-deluviální uloženy; 3 – deluviální hlinité a kamenito-hlinité uloženy; 4–8 fluviální písčité štěrky (würm až donau); mezozoikum – křída: 12 – vápnité jílovce, slínovce, prachovce (jizerské souvrství); 13 – vápnité jílovce, slínovce (bělohorské souvrství); 14 – pískovce (korycanské vrstvy); 15 – jílovce, prachovce, pískovce, místy slepence (perucké vrstvy); paleozoikum – devon až ordovik: 16–40 – vápence, tufy, bazalty, pískovce, prachovce, břidlice, jílovce, křemence, granodiority; proterozoikum: 41–48 – droby, prachovce, břidlice, silicity.





obr. 5. Místo odběru vzorků na profilu v Praze v Dejvicích - postupné prohlubování základové jámy, zasítování prvních dvou metrů a stavební práce na odkrytém profilu.



obr. 6. Zasítování a betonování prvních osmi metrů souvrství, viditelné poslední odkryté vrstvy.

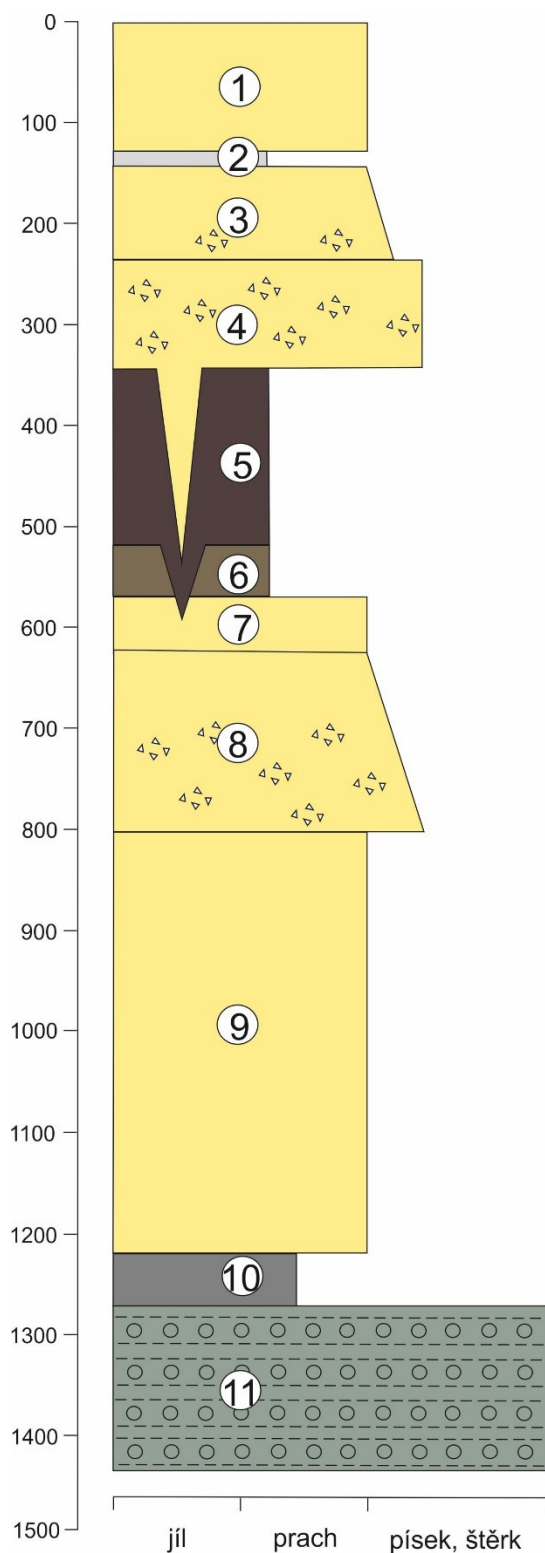
## 4.2 Popis profilu

vrstva 1 (0–125 cm)	světle hnědý jílovitý prach, spraš, v horní části bílé vápnité záteky (jedná se o útvary vzniklé během půdotvorného procesu, přemístěním a akumulací $\text{CaCO}_3$ ) a pseudomycelia (tj. bílé povlaky krystalů $\text{CaCO}_3$ na stěnách profilu), (viz obr.8)
vrstva 2 (125–135 cm)	jílovitý prach, bez viditelných klastů
vrstva 3 (135–230 cm)	světle hnědá spraš, ojediněle klasty opuky velikosti do 0,5 cm, směrem do dolní části sprašové vrstvy klasty přibývají, jsou velké až 4 cm, průměrná velikost je 0,5 cm až 1 cm
vrstva 4 (230–350 cm)	světle hnědý jílovitý prach, spraš, s klasty opuky, průměrná velikost klastů je 0,5 cm, ve spodní části vrstvy střídání světle hnědého jílového prachu s mocností do 8 cm, a tmavě hnědého jílovitého půdního sedimentu s mocností až 20 cm, ojediněle světlé klasty opuky s velikostí do 3 mm, materiál pravděpodobně přemístěný po svahu
vrstva 5 (350–515 cm)	tmavá černošedá jílová půda, mrazově porušená, vápnité pseudomycelie, subvertikální světlé šmouhy prachovitého materiálu, minimální obsah klastů opuky o velikosti do 5 mm, mrazový klín o délce 60 cm se mírně uklání k V a zasahuje do spodní vrstvy půdy
vrstva 6 (515–563 cm)	hnědá písčitojílovitá půda, hnědozem, drobkovitě rozpadavá, při povrchu šmouhy tmavé nadložní černozemě, nevápnitá, bez opuk a klastů
vrstva 7 (563–615 cm)	vápnitá homogenní žlutohnědá spraš s hojným výskytem vápnitých pseudomycelií
vrstva 8 (615–800 cm)	vápnitá světle hnědá až okrová spraš, hojné bílé vápnité pseudomycelie, místy s klasty opuky

- vrstva 9 (800–1210 cm) žlutohnědá spraš s výskytem vápničných pseudomycelií, ve spodní části přeplavená spraš, jílovito-prachovitý, světle hnědý sediment, místy se slabými náznaky laminace, ojediněle se vyskytují klasty žluté opuky s velikostí v průměru do 2 cm
- vrstva 10 (1210–1270 cm) velmi jílovitý prach, světle hnědý, místy rezavé nebo šedé šmouhy o mocnosti 1-2 cm, bez klastů
- vrstva 11 (1270–1450 cm) čočky štěrku s valounky křemene o velikosti až 2 cm, se střídají s vrstvami světle hnědého hutného prachovitého jílu, ve stejné vrstvě, o 5 metrů směrem k západu, mocnost štěrčičku až 30 cm, v horní části vrstvy hnědá až tmavě hnědá matrix (pedogenní postižení), štěrk je porušen mrazovým klínem vyplněným šedou půdou, délka klínu cca 30 cm, bázi této vrstvy a podloží profilu tvoří písčito-jílovitý štěrk a štěrkopísky středně pleistocenní terasy řeky Vltavy



obr. 7. Vlevo – profil s vrstvami fosilních půd černozemě a hnědozemě, vpravo – detail mrazového klínu černozemě s otvory po odběru vzorků.



obr. 8. Popis Dejvického profilu s odlišením jedenácti vrstev, profil je porušený mrazovými klíny, stáří souvrství bylo stanoveno metodou OSL (opticky stimulovaná luminescence) na svrchní pleistocén (Flašarová *et al.* 2020, v přípravě).

## 5. VÝSLEDKY LABORATORNÍCH ANALÝZ A EXPERIMENTŮ

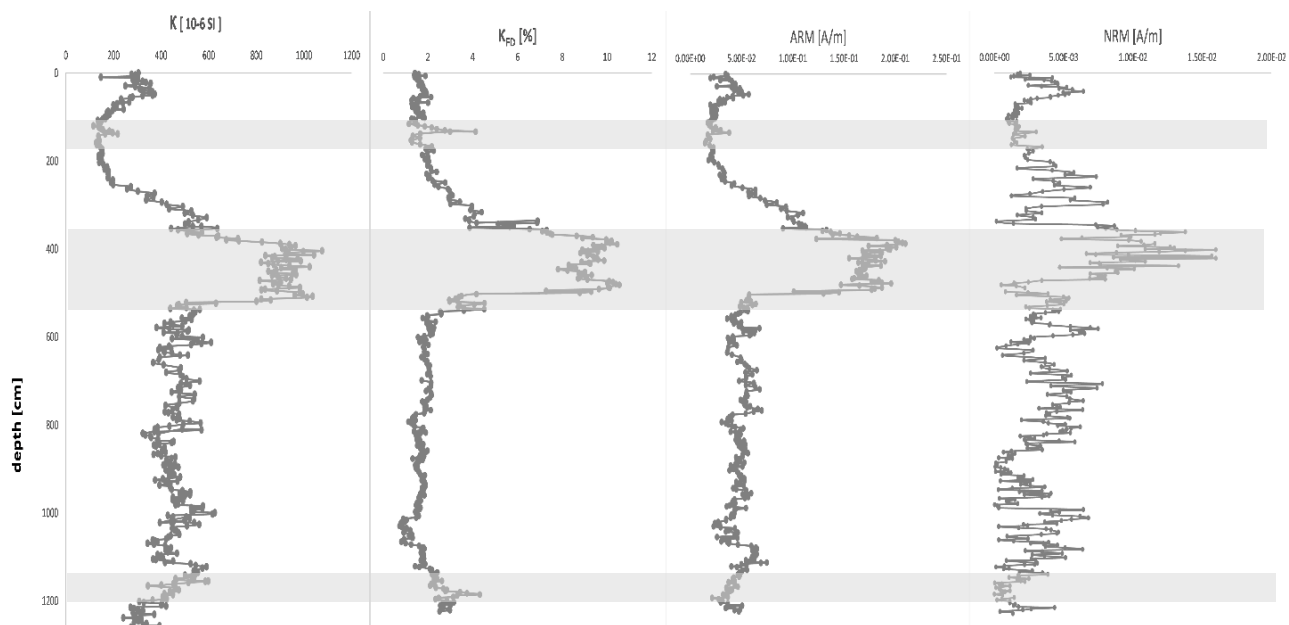
### 5.1 Magnetická susceptibilita, frekvenčně závislá magnetická susceptibilita, anhysterezní remanentní magnetizace a přirozená remanentní magnetizace

Obrázek 9 zobrazuje variabilitu měřených magnetických veličin v závislosti na pozici ve studovaném profilu. Hodnoty magnetické susceptibility ve svrchních částech profilu postupně rostou až na  $400 \times 10^{-6}$ , potom je patrný jejich pokles a v úrovni okolo 150 cm od povrchu pozorujeme lokální maximum  $200 \times 10^{-6}$ . Níže v profilu hodnoty magnetické susceptibility stoupají až k úrovni 400 cm, kde je viditelné celkové maximum, v úseku 400–550 cm, oscilující okolo hodnoty  $1100 \times 10^{-6}$ . Níže v profilu hodnoty susceptibility kolísají od  $250 \times 10^{-6}$  do  $650 \times 10^{-6}$ . Od úrovně přibližně 1100 cm pod povrchem magnetická susceptibilita rovnoměrně klesá až na bázi profilu (obr. 9).

Hodnoty frekvenčně závislé magnetické susceptibility vykazují podobný trend jako hodnoty magnetické susceptibility. Je zde patrný nárůst až na 4 % v úrovni 150 cm. Hodnoty  $K_{FD}$  poté stoupají na celkové maximum 10 % v hloubce cca 400–550 cm. V hloubkách 600 až 1200 cm se  $K_{FD}$  pohybuje mezi 1 až 2 %. V hloubce 1250 cm je frekvenčně závislá magnetická susceptibilita relativně zvýšená na 4,5 % a k bázi profilu nepatrně klesá (obr. 9).

Variabilita anhysterezní remanentní magnetizace vyazuje podobný trend jako parametry založené na magnetické susceptibilitě. Hodnoty ARM po počátečním stavu ( $0,5 \times 10^{-1}$  A/m) klesají, následuje lokální nárůst ve 140 cm, poté hodnoty rovnoměrně stoupají na maximum  $2 \times 10^{-1}$  A/m v hloubce 400 až 550 cm. Poté s výkyvy klesají až na bázi profilu, výraznější jsou ve 1250 cm.

Intenzita přirozené remanentní magnetizace zpočátku stoupá až na  $0,5 \times 10^{-2}$  A/m v 50 cm. Lokální maximum NRM, stejně jako u ostatních sledovaných veličin, je patrné v úrovni 150 cm. Nejvyšších hodnot ( $1,5 \times 10^{-2}$  A/m) nabývá přirozená remanentní magnetizace v úrovních 400 až 550 cm. Níže v profilu dochází k poklesu intenzity NRM, kdy se hodnoty pohybují okolo  $0,5 \times 10^{-2}$  A/m až k bázi profilu.



obr. 9. Souvrství spraší a fosilních půd v Dejvicích. První graf – magnetická susceptibilita:  $K [10^{-6} \text{ SI}]$ , druhý graf – frekvenčně závislá magnetická susceptibilita:  $K_{FD} [\%]$ , třetí graf – anhysterezní remanentní magnetizace:  $\text{ARM} [\text{A/m}]$ , poslední graf – přirozená remanentní magnetizace:  $\text{NRM} [\text{A/m}]$ .

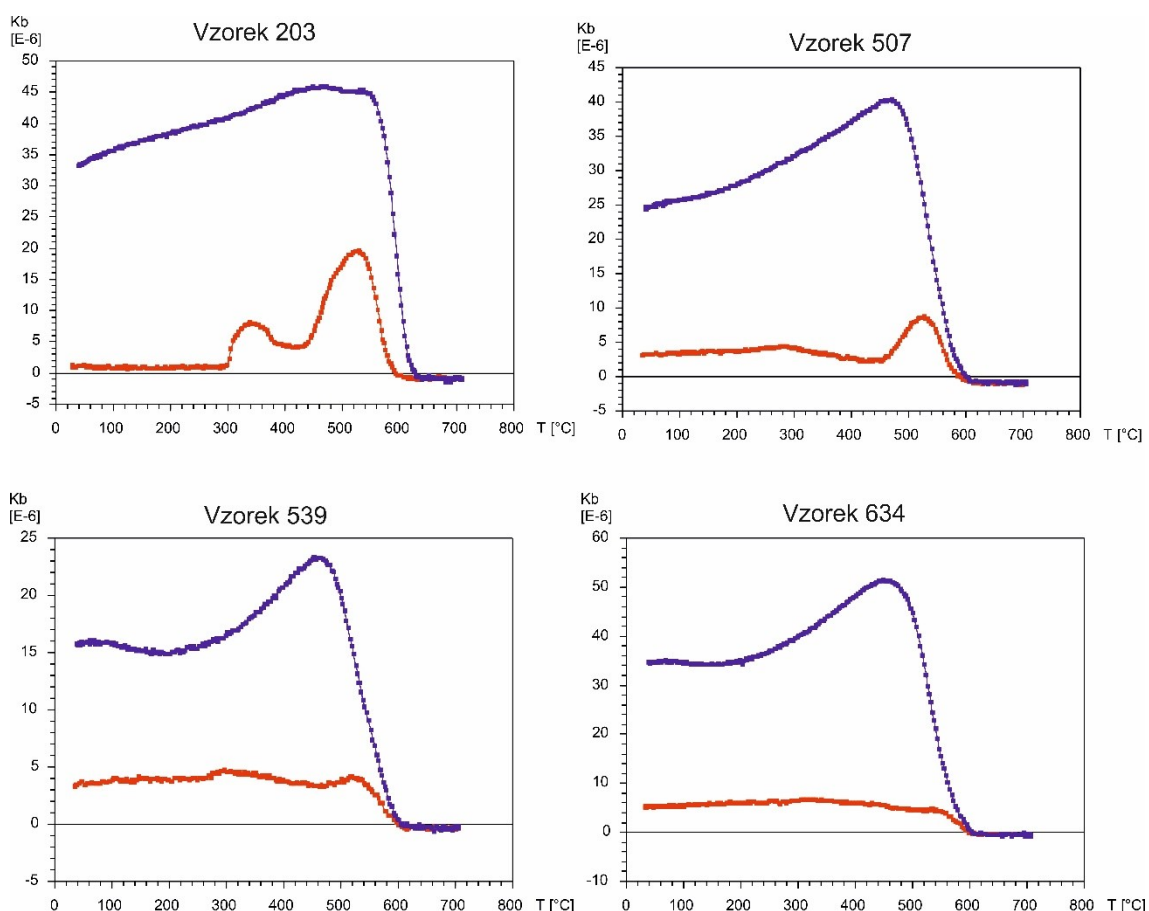
## 5.2 Identifikace magnetických minerálů pomocí teplotně závislé magnetické susceptibility

Pro určení typu magnetických minerálů v profilu spraší a fosilních půd byly vybrány tři po sobě jdoucí vzorky, jež prošly magnetickou extrakcí zrn (viz kapitola 3.2.9) a čtyři vzorky, které extrahovány nebyly. Celkem tedy byly studovány vzorky ze sedmi horizontů. Na všech vzorcích byla měřena hodnota teplotně závislé magnetické susceptibility.

Prvním měřením bylo měření v intervalu vysokých teplot (vzorek byl zahříván na  $700 \text{ }^\circ\text{C}$  a poté ochlazován zpět na pokojovou teplotu cca  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ ) na čtyřech vzorcích vybraných z profilu, na kterých nebyla magnetická extrakce provedena (obr. 10). Termomagnetická křivka vzorku spraše z hloubky 203 cm vykazuje nárůst magnetické susceptibility na  $10 \times 10^{-6}$  mezi teplotami  $300$  a  $400 \text{ }^\circ\text{C}$ , poté susceptibilita klesá na cca  $5 \times 10^{-6}$  a následuje nárůst na  $20 \times 10^{-6}$  mezi teplotami  $450$ - $540 \text{ }^\circ\text{C}$ . Mezi teplotami  $540$  a

600 °C susceptibilita postupně klesá k nule. Při ochlazování dochází k nárůstu hodnot susceptibility na  $45 \times 10^{-6}$  v intervalu 480-580 °C a při postupném poklesu teploty na pokojovou teplotu, hodnoty susceptibility rovnoměrně klesají k  $35 \times 10^{-6}$  (obr. 10).

Vzorek vybraný z vrstvy černoze (507 cm) vykazuje při narůstající teplotě hodnoty susceptibility rovnoměrně okolo  $3 \times 10^{-6}$ . V teplotním intervalu 500-540 °C dochází k nárůstu hodnot susceptibility na  $10 \times 10^{-6}$  a poté susceptibilita rychle klesá. Při ochlazování vzorku hodnoty susceptibility nejprve narůstají na maximum  $40 \times 10^{-6}$  ve 480 °C a poté až do pokojové teploty rovnoměrně klesají na  $25 \times 10^{-6}$ .

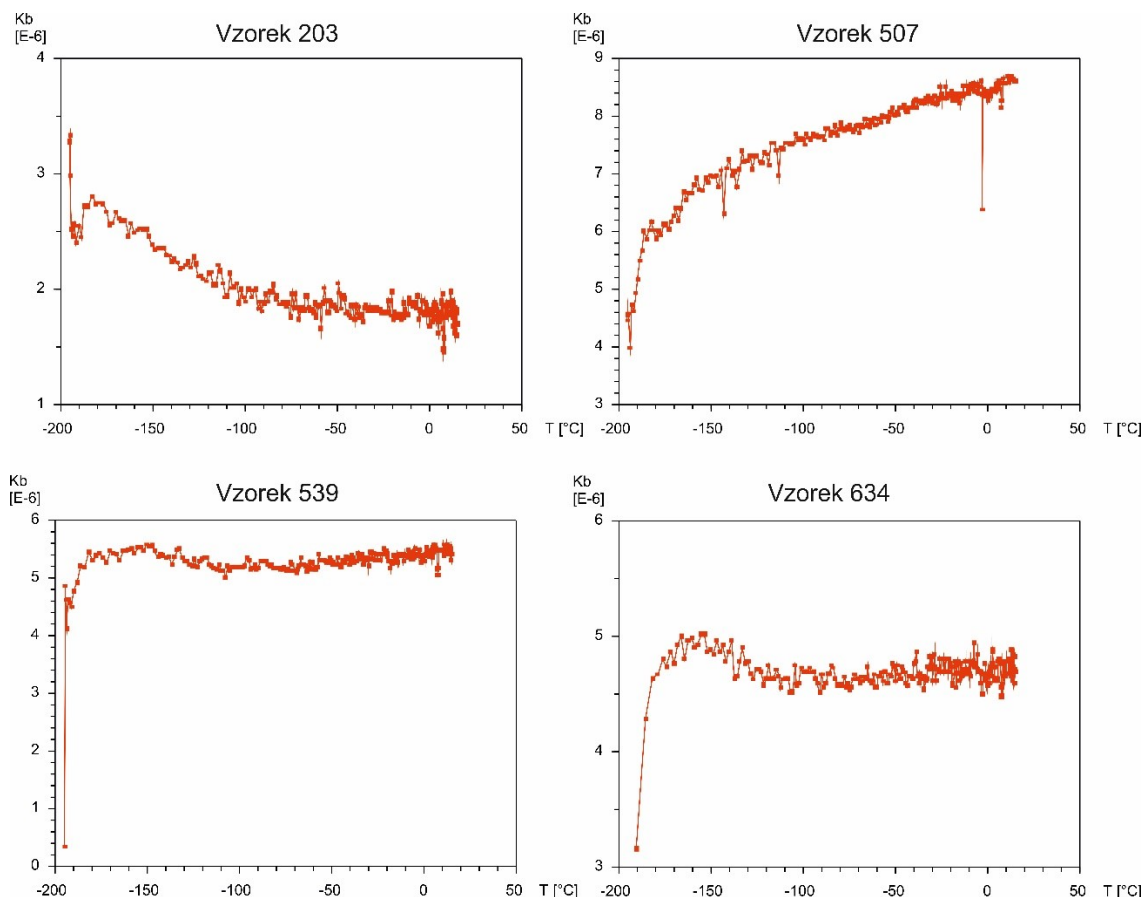


obr. 10. Variace teplotně závislé magnetické susceptibility (vysoké teploty) na vybraných vzorcích spraší a fosilních půd – vzorek z 203 cm (spraš), 507 cm (černoze), 539 cm (hnědoze) a 634 cm (spraš).

Vzorek z hnědozemě (z 539 cm) má zpočátku při stoupající teplotě magnetickou susceptibilitu okolo hodnot  $4 \times 10^{-6}$ . Při teplotách 300 °C a 540 °C jsou hodnoty lehce

zvýšené. Od teploty 540 °C křivka susceptibility klesá k nule. Při ochlazování dochází k nárůstu magnetické susceptibility na hodnotu  $23 \times 10^{-6}$  při teplotě cca 480 °C.

Pro vzorek spraše (z 634 cm) termomagnetická křivka vykazuje podobné chování jako pro předchozí vzorky. Při stoupající teplotě je susceptibilita kolem hodnoty  $5 \times 10^{-6}$  a okolo teploty 540 °C je patrný pokles susceptibility k nule. Na ochlazovací křivce je maximum susceptibility  $51 \times 10^{-6}$  při teplotě cca 480 °C (obr. 10).



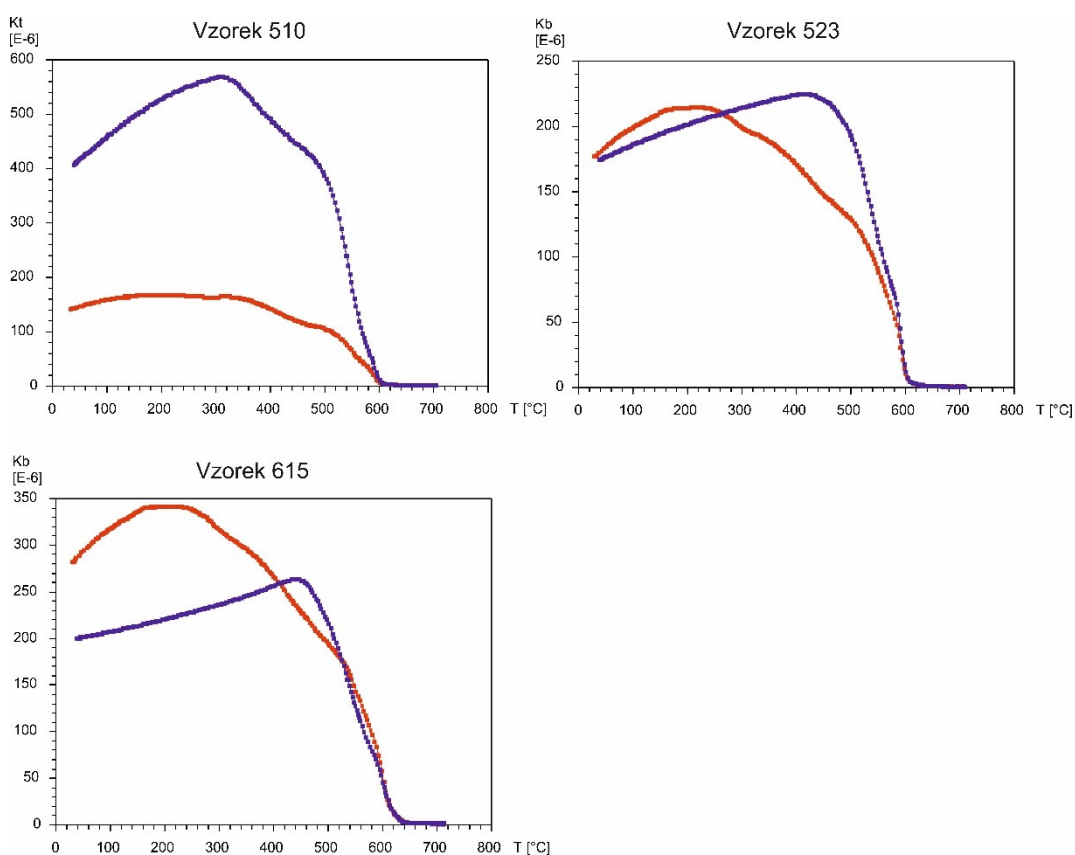
obr. 11. Variace teplotně závislé magnetické susceptibility (nízké teploty) na vybraných vzorcích ve spraši a fosilních půdách – vzorek z 203 cm (spraš), 507 cm (černozem), 539 cm (hnědozem) a 634 cm (spraš).

Křivky teplotně závislé susceptibility v intervalu nízkých teplot na čtyřech vybraných vzorcích z profilu vykazují postupně klesající (vzorek z 203 cm), rovnoměrnou (vzorky z 539 a 634 cm) a vzestupnou (vzorek z 507 cm) tendenci. Hodnoty jsou chaotické a neuspořádané (obr. 11).



Na obr. 12 jsou termomagnetické křivky teplotně závislé magnetické susceptibility, měřené za vysokých teplot, pro tři vzorky, na kterých byla provedena magnetická extrakce. Všechny křivky vykazují podobný trend. Zahřívací křivka u prvního vzorku, 510, dosahuje maxima v hodnotách  $150 \times 10^{-6}$ , při ochlazování dosahuje maxima  $580 \times 10^{-6}$  při teplotě cca  $300 \text{ }^\circ\text{C}$ . Vzorek 523 vykazuje vysoké hodnoty (přes  $200 \times 10^{-6}$ ) při měření za narůstající teploty, poté při teplotě okolo  $600 \text{ }^\circ\text{C}$  hodnoty susceptibility klesají k nule a při ochlazování dosahují maxima  $240 \times 10^{-6}$  při teplotě cca  $480 \text{ }^\circ\text{C}$ .

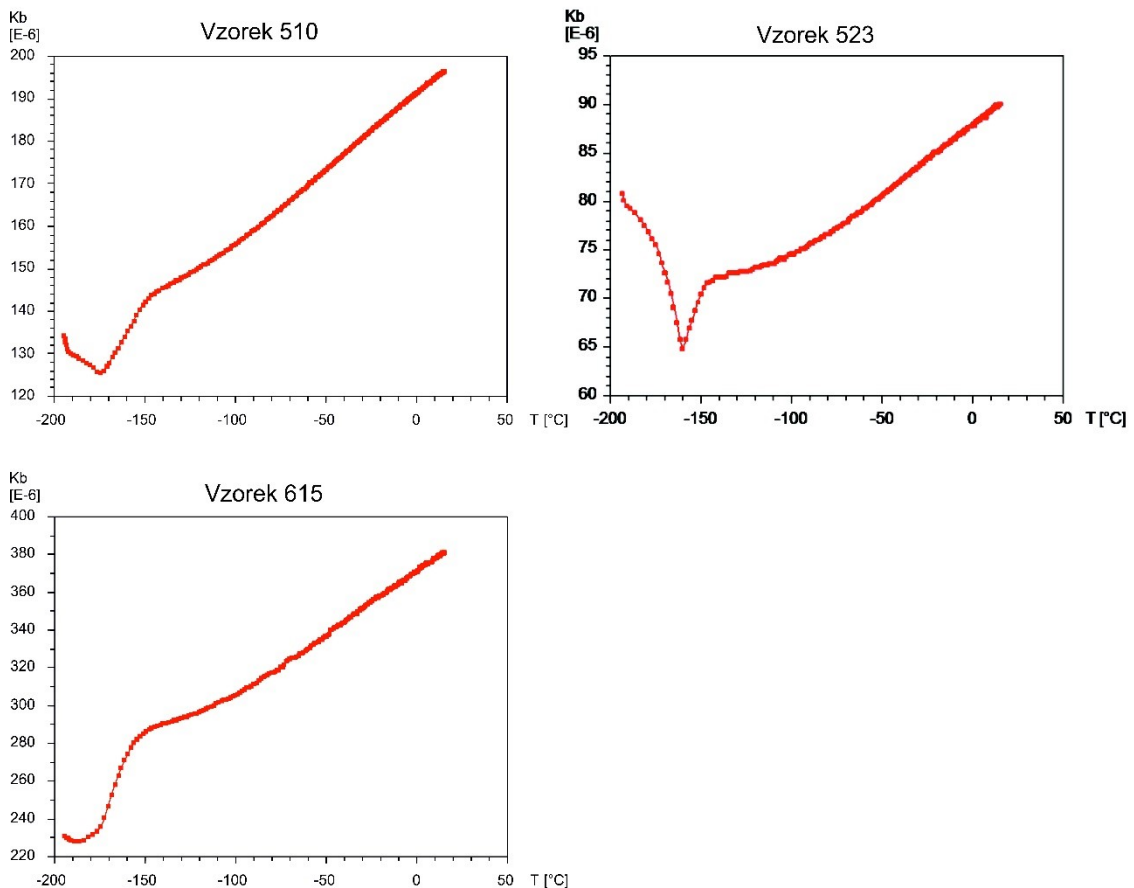
Poslední vzorek z magnetických extraktů (615 cm) při rostoucí teplotě dosahuje maximálních hodnot susceptibility  $340 \times 10^{-6}$  při teplotě cca  $200 \text{ }^\circ\text{C}$ , poté susceptibilita klesá. Ochlazovací křivka má viditelný nárůst na  $250 \times 10^{-6}$  při teplotě  $480 \text{ }^\circ\text{C}$  a hodnoty klesají při pokojové teplotě k  $200 \times 10^{-6}$ .



obr. 12. Variace teplotně závislé magnetické susceptibility (vysoké teploty) na vzorcích magnetických extraktů – vzorek z 510 cm (černozem), 523 cm (hnědozem) a 615 cm (spraš).

Na obr. 13 jsou termomagnetické křivky tří vzorků, opět extraktů, měřené za nízkých teplot. Magnetická susceptibilita na termomagnetické křivce vzorku černozeře (z hloubky 510 cm) klesá z  $135 \times 10^{-6}$  při teplotě  $-190 \text{ }^\circ\text{C}$  na  $125 \times 10^{-6}$  při teplotě  $-175 \text{ }^\circ\text{C}$ . Poté hodnoty magnetické susceptibility strmě stoupají až k teplotě  $-150 \text{ }^\circ\text{C}$ , kde se křivka zplošťuje a roste rovnoměrně až k pokojové teplotě k hodnotám susceptibility cca  $200 \times 10^{-6}$ .

Ve vzorku 523 z vrstvy hnědozeře je po počátečním poklesu hodnot susceptibility minimum  $65 \times 10^{-6}$  při teplotě  $-160 \text{ }^\circ\text{C}$ . Nad tuto teplotu susceptibilita strmě roste až do teploty  $-150 \text{ }^\circ\text{C}$ , poté se křivka nárůstu zplošťuje a susceptibilita postupně roste až na hodnotu přibližně  $90 \times 10^{-6}$  na konci měření.



obr. 13. Variace teplotně závislé magnetické susceptibility (nízké teploty) na vzorcích magnetických extraktů – vzorek z 510 cm (černozeře), 523 cm (hnědozeře), 615 cm (spraš).

Vzorek spraše (hloubka 615 cm) tento trend kopíruje, bez počátečního poklesu hodnot. Při teplotě  $-190 \text{ }^\circ\text{C}$  je minimum susceptibility cca  $230 \times 10^{-6}$ , poté opět křivka

strmě stoupá na  $-150\text{ }^{\circ}\text{C}$ , pak postupně hodnoty susceptibility rostou až k pokojové teplotě (obr. 13).

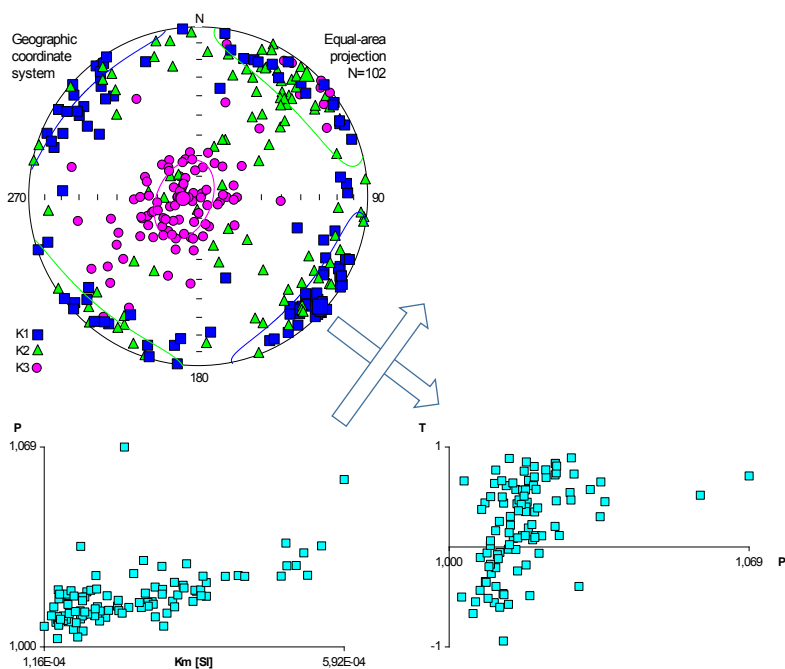
### 5.3 Anizotropie magnetické susceptibility

#### 5.3.1 Směry magnetické lineace a foliace

V profilu ve vrstvách spraše (obr. 8, vrstvy 1 až 4) je značný rozptyl směru hlavních susceptibilit (obr. 14). Magnetická lineace ( $k_1$ ) je usměrněná ve směru SV-JZ i JV-SZ. Póly magnetické foliace ( $k_3$ ) tvoří náznak pásu ve směru SV-JZ. Stupeň anizotropie většiny vzorků je menší než 3 % ( $P < 1.03$ ). Parametr T ukazuje u větší části vzorků na zploštělý tvar elipsoidů AMS, přestože protáhlý tvar elipsoidů vykazuje až třetina vzorků.

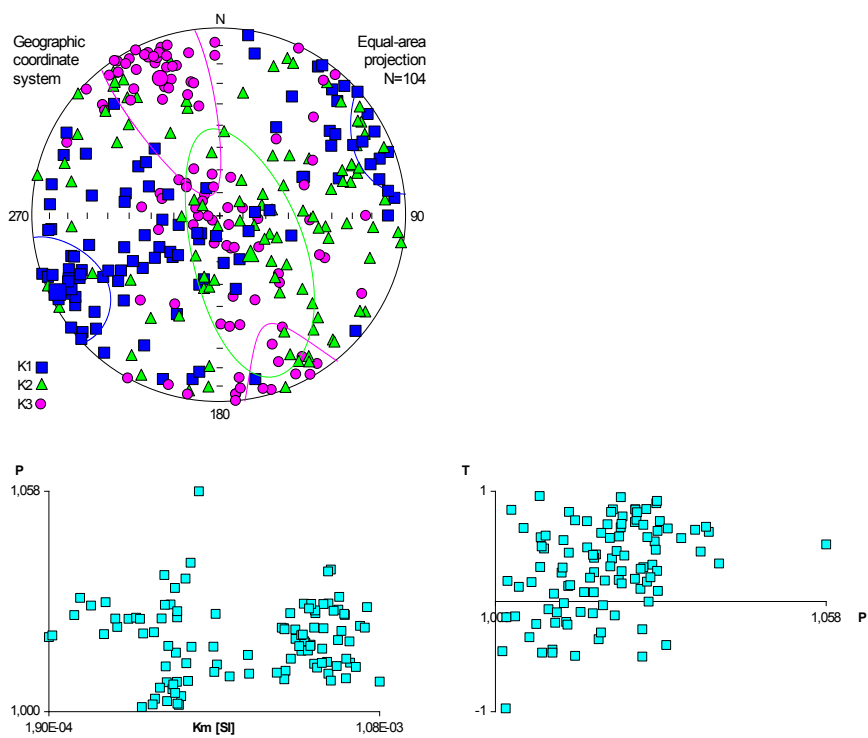
V horizontu fosilních pūd (vrstvy 5 a 6, obr. 15) se směry magnetické lineace ( $k_1$ ) shlukují ve směru SV-JZ. Magnetická foliace je sub-vertikální, póly magnetické foliace ( $k_3$ ) tvoří náznak pásu ve směru SZ-JV. Stupeň anizotropie je podobný jako u vzorků z horizontu spraší ( $P < 1.03$ ). Většina vzorků vykazuje podle parametru T zploštělý tvar elipsoidů AMS.

V následujících sprašových horizontech (vrstvy 7 až 9, obr. 16) je magnetická lineace ( $k_1$ ) koncentrována dominantně ve směru SV-JZ. Póly magnetické foliace ( $k_3$ ) tvoří náznak pásu ve směru SZ-JV se středním směrem blízko středu projekce. Stupeň anizotropie je podobný jako u vyšších horizontů ( $P < 1.03$ ). Parametr T ukazuje na dominantně zploštělý tvar elipsoidů magnetické stavby.

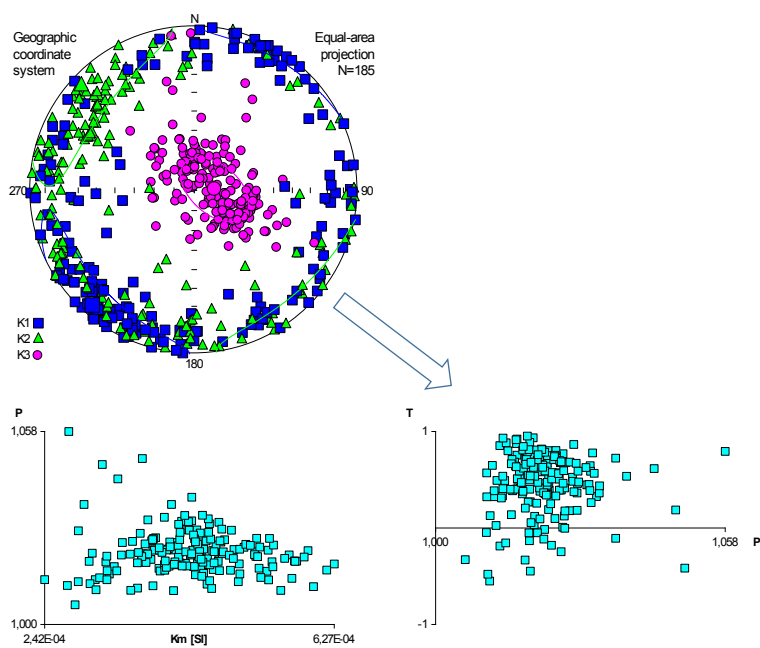


obr. 14. Magnetická stavba sedimentů, šipky vyznačují interpretovaný směr transportu sedimentů, svrchní vrstva spraší: vrstva 1 až 4 (viz kapitola 4.2).

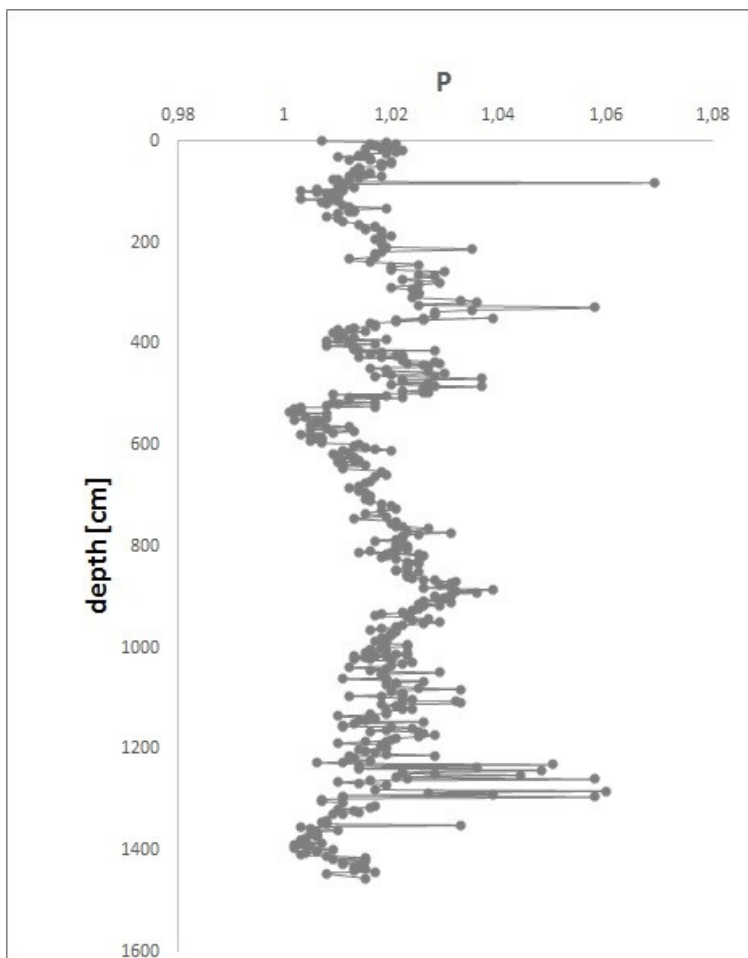
Geografická projekce směrů os elipsoidů AMS na spodní polokouli s vyznačením os  $k_1$ ,  $k_2$  a  $k_3$ . Levý spodní diagram – hodnoty stupně anizotropie P vůči střední magnetické susceptibilitě (Km) – hodnoty stupně anizotropie P vůči tvaru elipsoidů T (viz kapitola 3.2.4).



obr. 15. Magnetická stavba sedimentů, šipka vyznačuje interpretovaný směr transportu sedimentů, vrstva černozemě a hnědozemě: vrstva 5 a 6 (viz kapitola 4.2)  
 Vysvětlivky – viz obr. 14.



obr. 16. Magnetická stavba sedimentů, šipka vyznačuje interpretovaný směr transportu sedimentů, spodní vrstva spraší: vrstva 7 až 9 (viz kapitola 4.2).  
Vysvětlivky – viz obr. 14.



obr. 17. Stupeň anizotropie magnetické susceptibilitě P.

Hodnoty parametru stupně anizotropie magnetické susceptibilitě (P), který popisuje míru přednostní orientace magnetických minerálů v hornině, jsou vyneseny v závislosti na metráži studovaného profilu (obr. 17). Hodnoty P nejprve klesají od povrchu až k metráži 160 cm, poté dochází k postupnému nárůstu hodnot v intervalu 160 až 300 cm. Tento trend odráží podobnost s grafy magnetické susceptibilitě, frekvenčně závislé magnetické susceptibilitě a obou měřených remanentních magnetizací, kde také pozorujeme viditelný nárůst hodnot (obr. 9).

V nižších horizontech vykazuje graf parametru P opačný trend. V metráži 300–450 cm hodnoty klesají, poté rostou na 500 cm. V intervalu 600 až 900 cm hodnoty stupně anizotropie soustavně klesají a od metráže 900 cm mají trvalou sestupnou tendenci, která je narušena občasnými oscilacemi k vyšším hodnotám P (obr. 17). Od metráže 1400 cm

opět pozorujeme nárůst stupně anizotropie, který je patrný až k bázi profilu. Hodnoty stupně anizotropie se pohybují mezi 1,00 (minimum) a 1,06 (maximum).

#### 5.4 Magnetická hystereze

Pro změření hysterezních parametrů bylo vybráno 18 vzorků z celého profilu, přičemž do diplomové práce bylo vybráno šest vzorků, které odpovídají dílčím vrstvám profilu (viz obr 8):

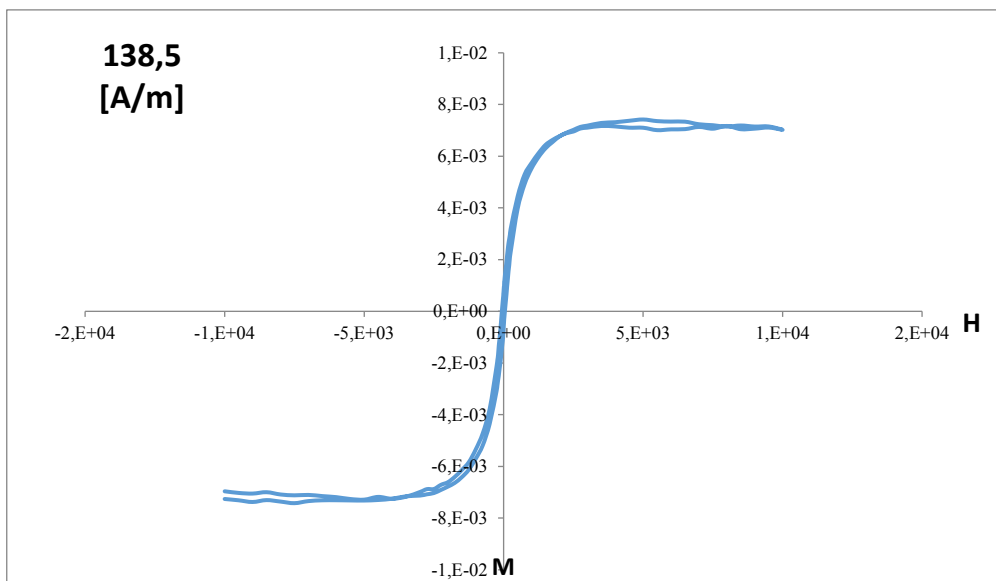
1. metráž 138,5 cm, první náznak půdního horizontu okolo metráže 140-150 cm (obr. 19)
2. metráž 208,5 cm, vrstva spraše č. 3 (obr. 20)
3. metráž 510,0 cm, vrstva fosilní černozemě č. 5 (obr. 21)
4. metráž 543,0 cm, vrstva hnědozemě č. 6 (obr. 22)
5. metráž 999,6 cm, vrstva spraše č. 9 (obr. 23)
6. metráž 1256,4 cm, vrstva č. 10 s posledním náznakem půdního horizontu (obr. 24).

Parametry jednotlivých hysterezních smyček pro každý z vybraných šesti vzorků jsou v tabulce na obr. 18.

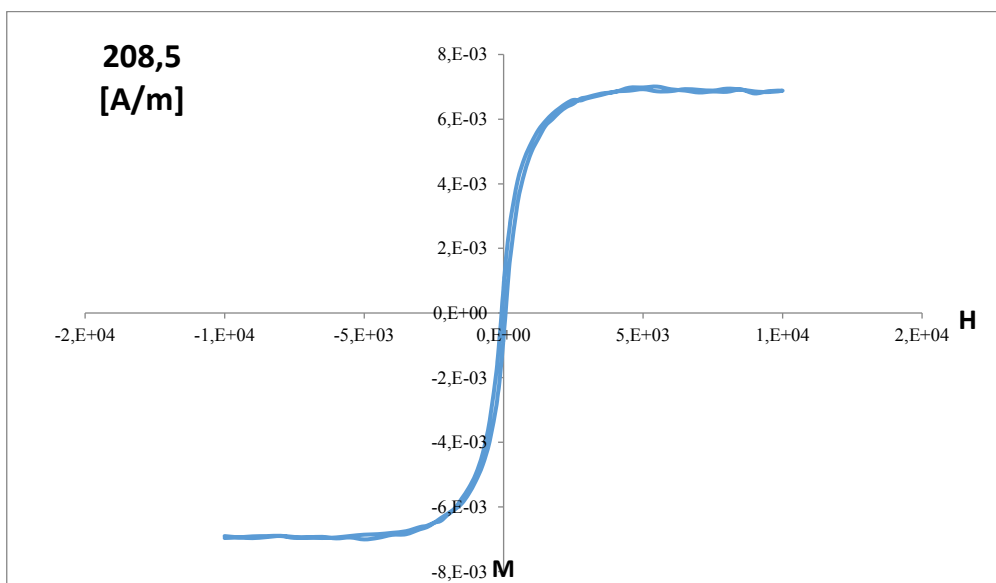
Vzorek [cm]	Mrs	Ms	Hc	Hcr	Mrs/Ms	Hcr/Hc
138,5	0,00008792	0,002657	53,49	271,651	0,033089951	5,078538044
208,5	0,000114026	0,0034	63,866	272,816	0,033537059	4,271693859
510	0,000900634	0,01146	72,755	257,879	0,078589354	3,544484915
543	0,000329737	0,008077	57,758	212,475	0,040824192	3,678711174
999,6	0,000312198	0,004196	72,499	281,108	0,074403718	3,877405206
1256,4	0,000504078	0,00575	78,404	275,218	0,087665739	3,510254579

Obr. 18. Tabulka s jednotlivými parametry hysterezní křivky pro všech šest vzorků: saturovaná remanentní magnetizace (Mrs), sytná magnetizace (Ms), koercitivní síla (Hc), remanentní koercivita (Hcr) a poměry Mrs/Ms a Hcr/Hc.

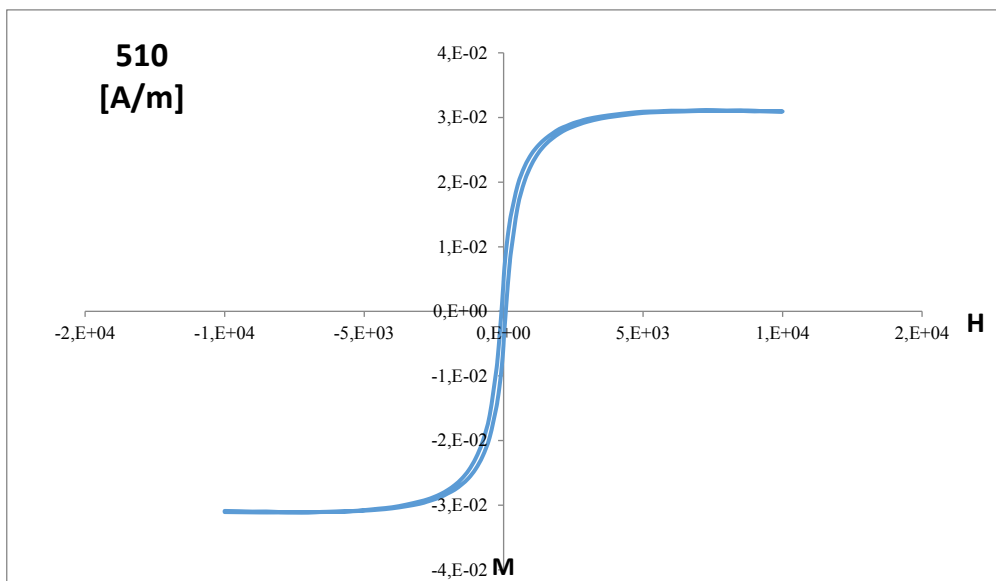




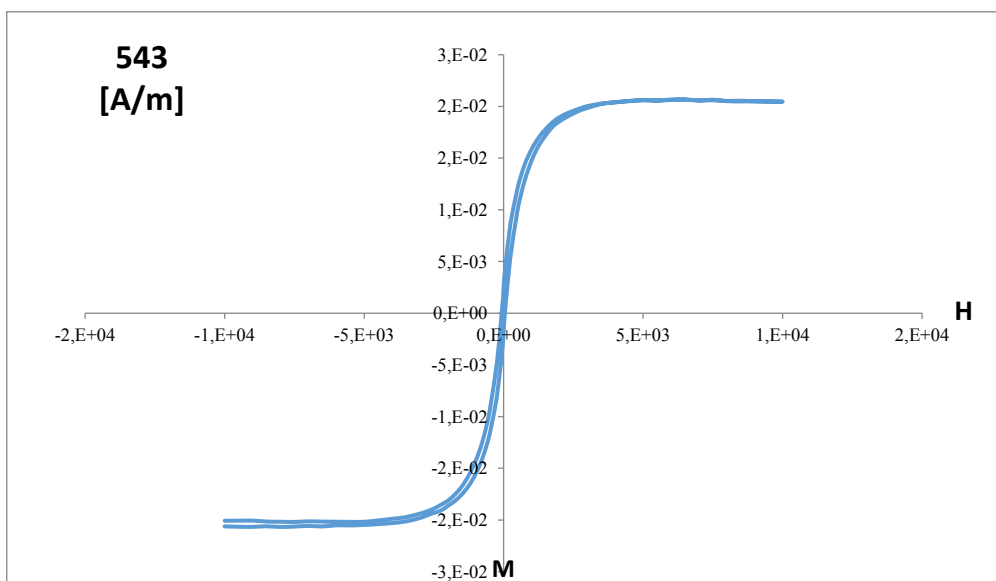
Obr. 19. Hysterezní smyčka z hloubky 138,5 cm – první náznak půdního horizontu.



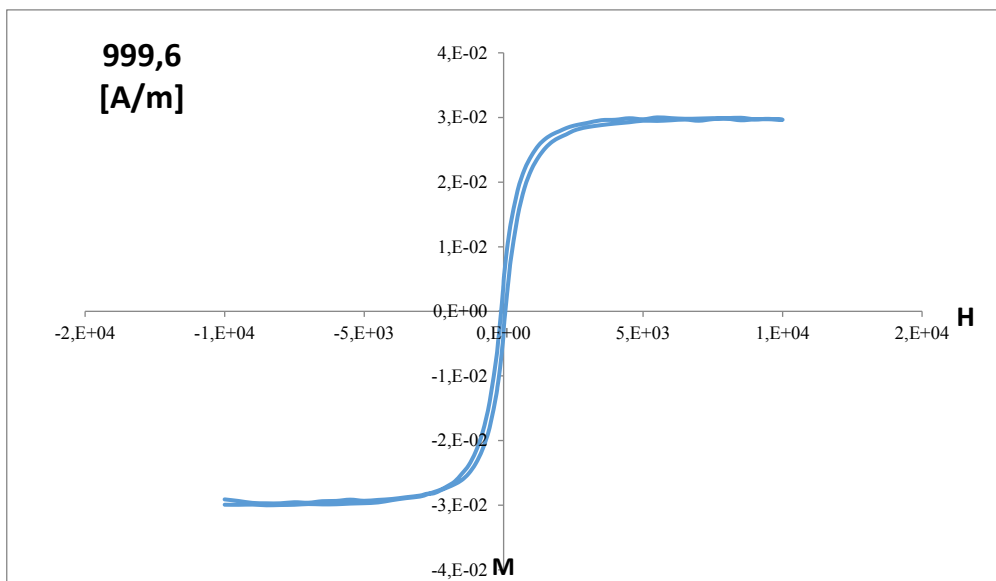
obr. 20. Hysterezní smyčka vzorku z metráže 208,5 cm – svrchní vrstva spraše na profilu.



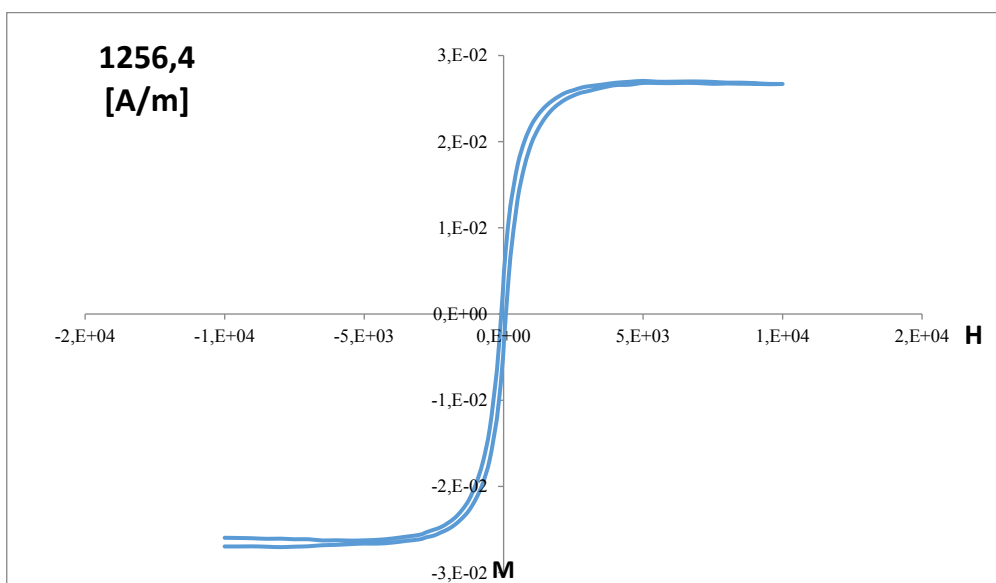
obr. 21. Hysterezní smyčka z metráže 510 cm – z vrstvy nadložního černozemního horizontu.



obr. 22. Hysterezní smyčka z hloubky 543 cm – vrstva podložního hnědozemního horizontu.



obr. 23. Hysterezní smyčka z vrstvy spodního spraše, metráž 999,6 cm.



obr. 24. Hysterezní smyčka z posledního náznaku půdního horizontu, metráž 1256,4 cm.

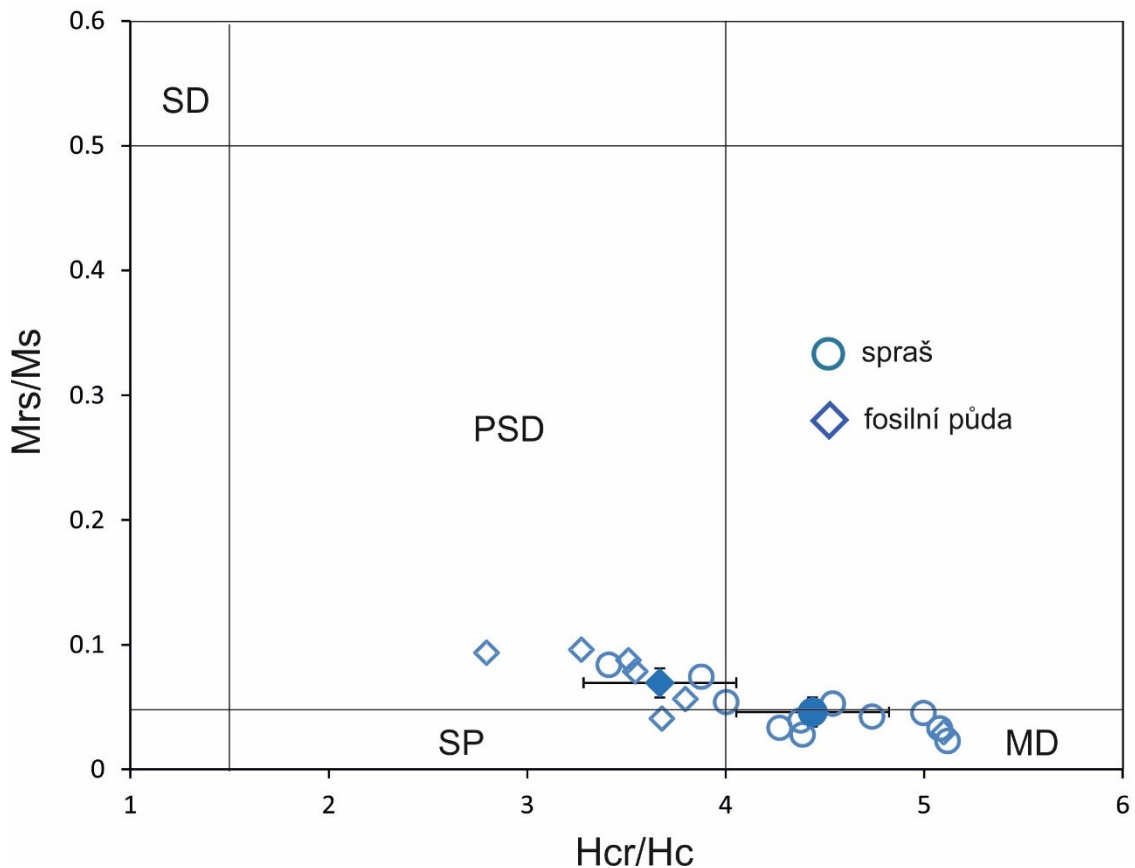
#### 5.4.1 Dayův diagram

Poměry naměřených koercitivních parametrů vypočtených z hysterezních smyček (viz kapitola 5.4) lze využít také pro stanovení relativní velikosti magnetických částic (tzv. magnetická granulometrie). Pro relativní srovnání velikostí magnetických zrn je potřeba vypočítat poměry magnetických parametrů ( $H_{cr}/H_c$  a  $M_{rs}/M_s$ ) a výsledky srovnání prezentovat pomocí Dayova diagramu (Day *et al.* 1977).

Každý aspekt magnetického chování sedimentů odráží závislost materiálu na zrnitosti. Velikosti magnetických zrn se rozdělují do kategorií podle tzv. magnetických domén (Evans a Heller 2003), což jsou oblasti se souhlasně orientovanými magnetickými momenty. Multi-doménové částice (MD) - o velikosti cca  $> 100$  nm - mají dipólové momenty soustředěné do oblastí oddělených doménovými stěnami (Tauxe *et al.* 2016). Jedná se o oblasti mezi sousedními doménami, kde dochází k pozvolnému přechodu vektoru magnetizace a na pohybu těchto doménových stěn závisí hysterezní chování materiálu.

Velmi malé částice magnetitu (s velikostí  $< 40$  nm) vykazují uniformní magnetizaci, mají pouze jednu doménu a jsou proto označovány jako jedno-doménové (SD). Větší částice, o velikosti přibližně 80 nm, mají více než jednu doménu a mluvíme o pseudo-jedno-doménových částicích (PSD). Obsahují několik domén, avšak vykazují chování charakteristické pro zrna jedno-doménová (Evans a Heller 2003). Poslední kategorii zrn tvoří již výše zmíněná superparamagnetická zrna (SP), která si nezachovávají remanentní magnetizaci a ve srovnání s ostatními zrny mají vysokou magnetickou susceptibilitu (Dunlop a Özdemir 1997).

Obr. 25 ukazuje Dayův diagram pro 18 vzorků, pro které byly měřeny hysterezní parametry. Dle diagramu lze určit, že dominantní velikostí magnetických částic vybraných vzorků jsou převážně částice PSD (pseudo-jedno-doménové) a MD (multi-doménové). Pouze jeden vzorek z fosilní půdy se nalézá v poli SP částic. Je patrné, že magnetické částice spraše leží spíše v poli multi-doménových (MD) částic, a naopak částice fosilní půdy velikostně náleží spíše k pseudo-jedno-doménovým (PSD) částicím.



obr. 25. Dayūv diagram. Na horizontální ose poměr  $H_{cr}/H_c$  (koercivita remanence/koercitivní síla), na vertikální ose poměr  $M_{rs}/M_s$  (saturovaná remanentní magnetizace/sytná magnetizace). Plné symboly (spraš a fosilní půda) označují průměrné hodnoty a jejich směrodatnou odchylku.

### 5.5 Viskózní remanentní magnetizace

Měřením závislosti magnetizace na čase lze kvantifikovat poměr viskózních a neviskózních nosičů remanentní magnetizace. Viskózní nosič magnetizace definujeme jako takový, jehož magnetizace je v čase trvání experimentu (přibližně 5 min) nestabilní a klesá po exponenciále. Magnetickou viskozitu vykazují zejména velmi jemnozrné SP částice. Magnetizace neviskózního nosiče je v čase trvání experimentu považována za konstantní. V tomto případě se jedná o větší částice (jako PSD či MD). Měřená magnetizace pak bude záviset na vztahu:

$$M(t) = M_{nv} + M_{vs} \cdot e^{-t/T(B=0)}$$

kde  $M(t)$  označuje magnetizaci v čase,  $M_{nv}$  magnetizaci neviskózních nosičů (v čase neměnná),  $M_{vs}$  je magnetizace nesená viskózními nosiči.

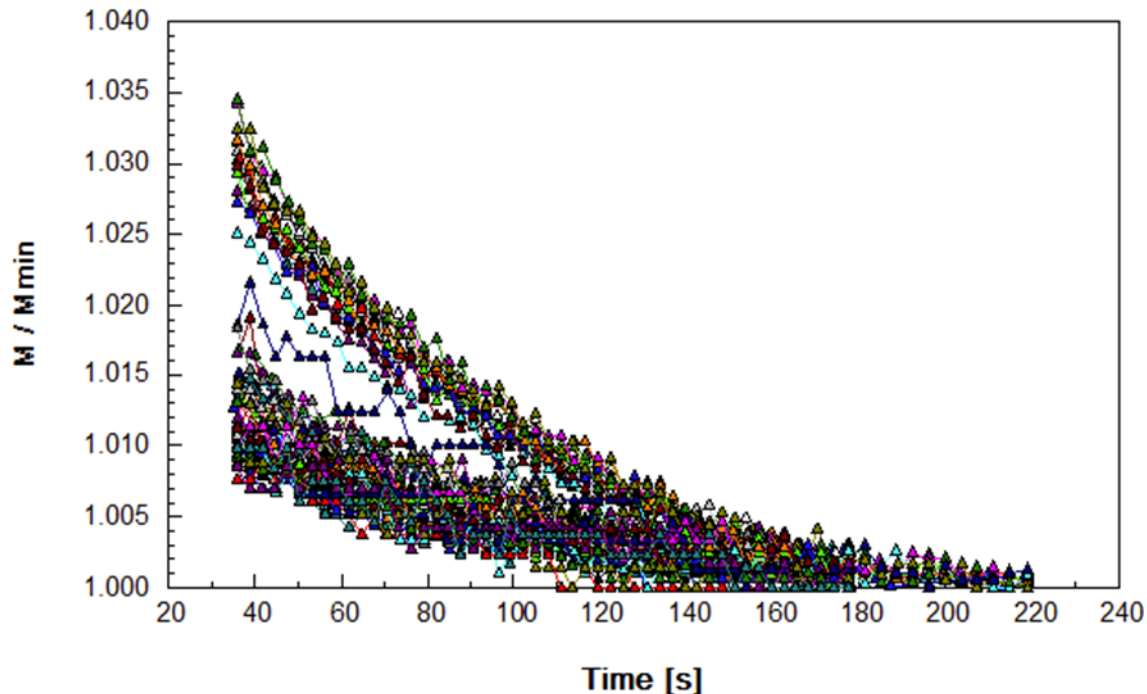
Relativní (procentuální) příspěvek viskózních nosičů k celkové magnetizaci lze vyjádřit vztahem:

$$M_{vs}/M_{tot} [\%] = 100 * M_{vs} / (M_{vs} + M_{nv})$$

Viskózní magnetizace byla měřena pro 60 vybraných vzorků ze studovaného profilu. Závislost magnetizace na čase je prezentována na obr. 26, kde je pro všechny vzorky patrný větší nebo menší exponenciální pokles magnetizace v závislosti na čase od namagnetování. Maximální pokles v době trvání experimentu je až 3,5 %. Hodnoty parametrů  $M_{nv}$  a  $M_{vs}$  byly získány proložení ideálních exponenciálních křivek podle rovnice

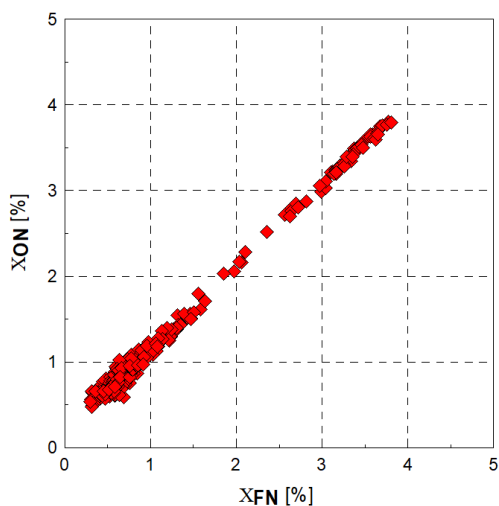
$$M(t) = M_{nv} + M_{vs} * e^{-t/T}$$

na měřená data pro jednotlivé vzorky (Chadima, *per. comm.*).



obr. 26. Graf viskózního poklesu magnetizace pro 60 vybraných vzorků (Chadima, *per. comm.*).

Srovnání výsledků frekvenčně závislé susceptibilitě a relativního příspěvku viskózních nosičů je prezentováno na obr. 27. Ze srovnání je patrné, že obě metody ukazují velmi podobně interpretovatelné výsledky. Obecně platí, že čím je větší frekvenčně závislá susceptibilita, tím větší je i poměr viskózních částic ve vzorku.



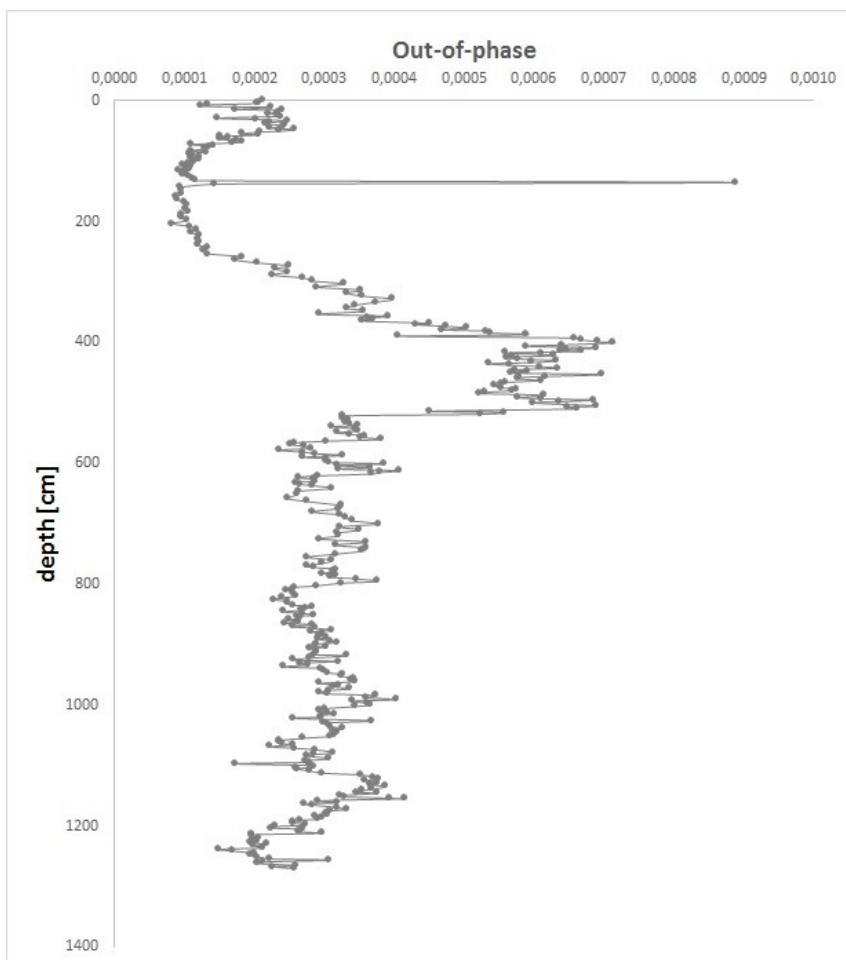
obr. 27. Poměr  $M_{vs}/M_{tot}$  slouží k výpočtu parametru, který popisuje poměr viskózních a neviskózních nosičů magnetizace. Tento parametr je korelován s frekvenčně závislou susceptibilitou  $\chi_{FN}$  (Chadima, *per. comm.*).

## 5.6 Out-of-phase magnetická susceptibilita

Frekvenčně závislá magnetická susceptibilita slouží spolu s out-of-phase magnetickou susceptibilitou jako indikátor velmi jemnozrnných magnetických částic, které jsou na přechodu mezi velikostmi částic SP a SD (Hrouda *et al.* 2017).

Na obr. 28 jsou vyneseny hodnoty out-of-phase susceptibilitě v závislosti na poloze ve studovaném profilu. Tento graf vykazuje velmi podobný trend s variacemi magnetické susceptibilitě, frekvenčně závislé magnetické susceptibilitě i s grafem anhysterezní remanentní magnetizace (viz obr. 9). Hodnoty out-of-phase susceptibilitě v horních partiích profilu zpočátku klesají, po cca 200 cm vykazují rovnoměrné stoupání

a níže dosahují výrazného globálního maxima v horizontech fosilních půd v intervalu 400 až 550 cm. Poté hodnoty out-of-phase susceptibility s dílčími výkyvy klesají směrem k bázi profilu.



obr. 28. Variace out-of-phase susceptibility v závislosti na poloze ve studovaném profilu.



## 6. DISKUZE

### 6.1 Indikátory pedogenních a zvětrávacích procesů

Ke zvětrávání a procesům pedogeneze docházelo v teplejších obdobích interglaciálů či interstadiálů, v jejichž důsledku vznikaly v půdách velmi jemnozrné magnetické nanočástice. Jejich výskyt indikují zvýšené hodnoty jak magnetické susceptibility, tak frekvenčně závislé magnetické susceptibility, anhysterezní remanentní magnetizace i přirozené remanentní magnetizace.

Prvních pár desítek centimetrů od povrchu jsou hodnoty magnetických parametrů mírně zvýšené, pravděpodobně v důsledku navážky, poté klesají. Mezi 130 a 140 centimetry pod povrchem dochází ke zvýšení hodnot, tento nárůst je nejvíce viditelný u grafu frekvenčně závislé magnetické susceptibility, méně u anhysterezní magnetizace a magnetické susceptibility (obr. 9). Dle datování Kristýny Flašarové pomocí metody opticky stimulované luminescence (OSL) je tato vrstva z období 47–25 tisíc let př. n. l. Její vznik tedy spadá do interstadiálního období MIS 3. To odpovídá slabě vyvinutému půdnímu komplexu (PK1) v Dolních Věstonicích na Moravě (Glass *et al.* 2003, Bábek *et al.* 2011). Pravděpodobně i na profilu v Dejvicích došlo k vyvinutí slabého půdního horizontu v této vrstvě.

Největší nárůst hodnot všech čtyř sledovaných parametrů pozorujeme v následujících půdních vrstvách černozemě a hnědozemě. Nadložní černozem, jejíž vznik odpovídá začátku glaciálu, má také největší množství magnetických nanočástic a hodnoty jsou zde nejvyšší. Hnědá interglaciální půda naproti tomu vykazuje výrazně nižší hodnoty jak magnetické susceptibility, frekvenčně závislé susceptibility tak i anhysterezní remanentní magnetizace (obr. 9). Tento trend lze interpretovat jako doklad intenzivnějšího zvětrávání, což vedlo k vyloužení a rozpouštění magnetických minerálů (Banerjee a Oches, 1996). Proto jsou hodnoty hnědozemního horizontu nižší v porovnání s nadložní glaciální černozemí. Dle datování (Flašarová *et al.* 2020, v přípravě) je stáří této vrstvy přibližně 125 tisíc let, což odpovídá eemskému interglaciálu.

V sedmé až deváté vrstvě na studovaném profilu (viz obr. 8) se vyskytuje spraš a přemístěná spraš s klasty opuky, hodnoty magnetických parametrů jsou zde výrazně nižší

než hodnoty fosilních půdních horizontů. Spraš vznikala v chladných obdobích v pleniglaciálních podmínkách, novotvořené magnetické minerály zde nevznikaly.

Následující vrstvě odpovídá slabý půdní horizont s datováním přibližně na 150 tisíc let př. n. l. (Flašarová *et al.* 2020, v přípravě), který se projevuje zvýšenými hodnotami pouze na grafu frekvenčně závislé magnetické susceptibility. Pod ním se na bázi profilu nachází štěrkové fluvialní a povodňové sedimenty řeky Vltavy s valouny křemene, hodnoty magnetických parametrů jsou zde relativně nízké (obr. 9). Tyto sedimenty nevykazují přítomnost ferrimagnetických minerálů.

Všechny tyto naměřené hodnoty odpovídají dřívějším pracím z profilů z České republiky a Moravy a hodnoty magnetické susceptibility v Dejvickém profilu kopírují tzv. „čínský model“. Tedy model, kdy jsou v půdních horizontech hodnoty měření zvýšené (Heller *et al.* 1991). Jedná o magnetické nabohacení půd, jenž je způsobeno tvorbou nových magnetických minerálů, SP a SD částic, v průběhu pedogeneze.

Magnetické minerály v půdách mohou vznikat buď oxidací roztoků s  $Fe^{2+}$  s rozkládající se organickou hmotou, atmosférickým spadem magnetických částic nebo požáry vegetace (Evans a Heller, 2003). K magnetickému nabohacení půdních horizontů může přispět také činnost bakteriálních mikroorganismů, které tyto nanočástice produkují v anaerobním prostředí (např. Dearing *et al.* 1996). Nicméně nejvýznamnějším procesem vzniku magnetických částic v půdách je zvětrávání a rozklad minerálů obsahujících železo v průběhu cyklů vysychání a zvlhčování sedimentů (Dearing *et al.* 1996), což odpovídá právě cyklům glaciálů a interglaciálů. Zde docházelo k postupnému oteplování, a tedy i zvlhčování, a ochlazování a vysychání.

## 6.2 Identifikace magnetických minerálů

Při měření na sedmi vzorcích, kdy tři vzorky byly magnetické extrakty, čtyři byly vzorky vybrané z profilu, bylo zjištěno, že oba typy vykazují odlišné chování. Měřením za vysokých teplot, kdy narůstající teplota má často za následek fázové změny magnetických minerálů (Liu *et al.* 2012), vykazovaly průkaznější výsledky čtyři vybrané vzorky (obr. 10). Je patrná přeměna goethitu na hematit, kdy goethit za vyšších teplot

ztrácí vodu (250–400 °C). Při měření za nízkých teplot je u magnetických extraktů patrný Verweyův přechod, který je typický pro identifikaci magnetitu (obr 13, při teplotě cca – 150 °C).

Dále je při měření v intervalu vysokých teplot z grafů na obr. 12 patrné, že tři vzorky měřených extraktů nevykazují tak jasné hodnoty jako zbývající čtyři vzorky (obr. 10), jež byly vybrány přímo z profilu z daných vrstev. Na těchto vzorcích jsou více či méně patrné přechody a vzniky nových minerálů, zatímco u extraktů ne. U měření v intervalu nízkých teplot je patrný opačný trend. Čtyři vzorky vybrané z profilu (obr. 11) nevykazují přehledné křivky, zatímco vzorky vybrané z měření magnetických extraktů spraše a fosilních půd (obr. 13), vykazují viditelné přeměny minerálů a také tzv. Verweyův přechod (Dunlop a Özdemir 1977).

### 6.3 Indikátor paleoprostředí a post-sedimentárních deformací

Magnetická lineace je buď rovnoběžná se směrem proudění, nebo v případě velké rychlosti proudění, je na směr proudu kolmá (Tarling a Hrouda 1993). Primární stavba sedimentárních hornin bývá zploštělá s magnetickou foliací, která je sub-paraletní se zvrstvením (Rees a Woodall 1975).

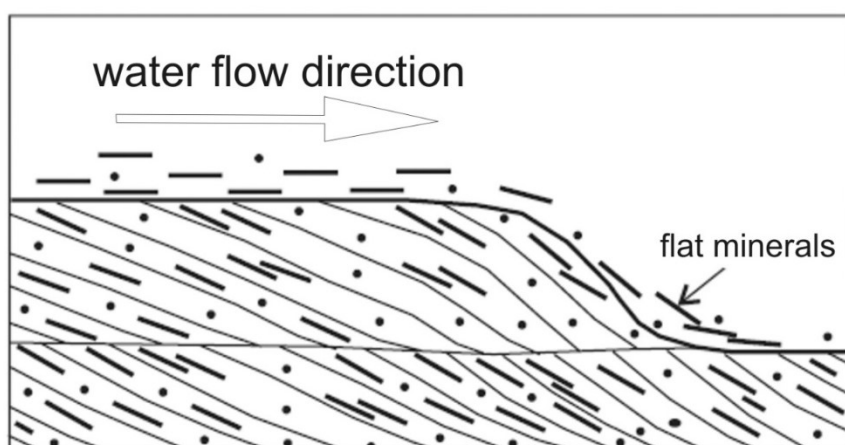
První graf (obr. 14) měření anizotropie magnetické susceptibility (obr. 2) ukazuje magnetickou stavbu svrchních vrstev spraše (vrstvy 1 až 4, viz obr. 8). Přibližně třetina vzorků vykazuje anomální, protaženou magnetickou stavbu (parametr  $T < 0$ ), což může indikovat post-sedimentární deformace sedimentu. Póly magnetické foliace se koncentrují ve středu s jemným protažením ve směru JZ – SV. Nejdelší osy elipsoidu, reprezentující magnetickou lineaci  $k_1$ , se koncentrují ve dvou směrech: SZ–JV a SV–JZ. Šipky na obr. 14 zobrazují pravděpodobný směr transportu, který zde mohl probíhat ve dvou směrech. Tato magnetická stavba odráží sekundární sedimentární procesy, sedimentaci ovlivněnou prouděním ve vodním prostředí (také např. Bradák a Kovács 2014), kdy byl sprašový materiál přemístěn proudící vodou po spádnicí svahu.

Druhý graf (obr. 15) odpovídá vrstvám 5 a 6, což jsou vrstvy černozemě a hnědozemě (viz obr. 8). Magnetická stavba je chaotická, pravděpodobně vlivem

bioturbace sedimentů a v důsledku pedogenních, zvětrávacích či post-depozičních svahových procesů. Toto chování je typické pro sedimenty půdních horizontů. Část vzorků opět vykazuje inverzní anomální magnetickou stavbu (obr. 15), což značí post-sedimentární deformace těchto půdních vrstev.

Poslední z grafů anizotropie odpovídá spodním vrstvám spraše č. 7 až 9 (obr. 16). Na osách magnetické foliace ( $k_3$ ) je patrný vĕjířovitý pohyb zrn ve směru SZ–JV, v němž docházelo k přemístění spraše proudící vodou, k redepozici materiálu a k jeho kutálení po svahu (obr. 29). Tyto parametry ukazují na podobný směr transportu prachu jako v Dolních Věstonicích – tj. dominantní proudění větru od JZ k SV.

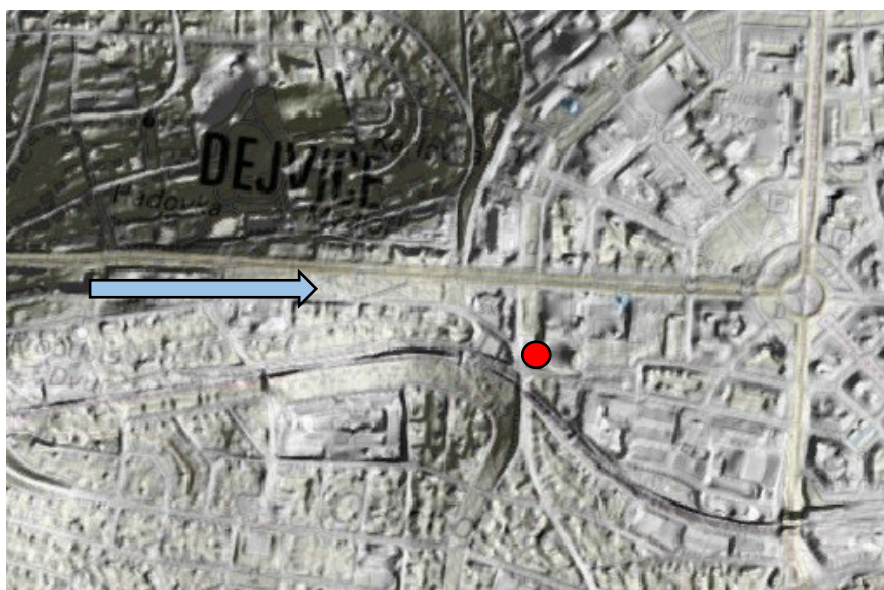
Zhruba třetina vzorků opět vykazuje inverzní anomální magnetickou stavbu ukazující na post-sedimentární deformace. Pohyb přemísťovaných sprašových zrn odpovídá dnešní morfologii širší oblasti z hlediska směru údolí (voda tekla směrem SSZ – JJV) a deprese terénu (viz obr. 30). Nacházejí se zde také klasty opuky, které indikují proces redepozice klastického materiálu vodou. Rychlost vody byla zřejmě značná, a proto je magnetická lineace ( $k_1$ ) kolmá ke směru proudění vody (viz Tarling a Hrouda 1993). Na uložení tohoto materiálu tedy neměly vliv pouze eolické procesy, ale také docházelo k redepozici sedimentárního materiálu proudící vodou a k jeho pohybu po svahu.



obr. 29. Model transportu klastického sprašového materiálu a depozice sedimentů (Nawrocki *et al.* 2006).

Ve studii Lagroix *et al.* (2011), prováděli autoři analýzu magnetické stavby spraší a fosilních půd v Dolních Věstonicích. Výsledné směry anizotropie magnetické susceptibility ukazují na dominantní směry proudění vzduchu od JZ k SV. V Maďarsku v průběhu pleistocenních glaciálů je také obdobný směr transportu (Bradák a Kovács, 2014). Při genezi sedimentů v tunelu Blanka hrál roli převážně transport a redepozice sprašových sedimentů proudící vodou směrem k JZ-SV. V období glaciálů byla stavba sprašových sedimentů mrazově načechrána, což vedlo k deformaci primární magnetické stavby sedimentu (Obersteinová 2016).

V horizontech fosilních půd lze pozorovat snížení stupně anizotropie P, což je pravděpodobně důsledek vzniku nových, všesměrně orientovaných magnetických částic v průběhu pedogeneze (obr. 17). Tímto dochází k narušení primární magnetické stavby sedimentů a snížení jejího stupně anizotropie.



obr. 30. Geomorfologický model širší oblasti – modrá šipka znázorňuje protaženou depresi údolí a směr proudící vody, červená tečka označuje místo profilu souvrství spraší a fosilních půd v Dejvicích, JZ od profilu je viditelná svahová elevace ([www.ags.cuzk.cz](http://www.ags.cuzk.cz)).

#### 6.4 Indikátor zrnitosti-Dayův diagram

Poměry parametrů z měření hysterezních smyček na 18 vybraných vzorcích (viz kapitola 5.4) byly využity pro relativní srovnání velikostí magnetických zrn. Byly analyzovány poměry magnetických parametrů a výsledky zobrazeny prostřednictvím Dayova diagramu (obr. 25), (Day *et al.* 1977). Na diagramu vidíme, že magnetické částice spraše leží spíše v poli multi-doménových (MD) zrn, a naopak částice fosilní půdy velikostně náleží spíše k pseudo-jedno-doménovým (PSD) částicím. Jeden vzorek z fosilních půd se nachází v poli jedno-doménových (SP) částic. Toto zjištění koreluje i s grafy měřených magnetických susceptibilit a remanentních magnetizací. I na tomto malém výseku z profilu (18 vzorků ze 425) je patrné, že půdní horizonty vykazují větší množství velmi jemnozrnných magnetických částic, a naopak vrstvy spraše mají magnetické částice větší. Závěry z Dayova diagramu korelují s variacemi ostatních magnetických parametrů v závislosti na měřené litologii zkoumaných vzorků.

#### 6.5 Viskózní remanentní magnetizace a out-of-phase magnetická susceptibilita

Měřením viskózní remanentní magnetizace a jejím porovnáním s hodnotami frekvenčně závislé magnetické susceptibility bylo zjištěno, že tyto metody spolu velmi dobře korelují. Měření viskózní remanentní magnetizace hledá ve vzorcích viskózní nosiče magnetizace. Částice, které se namagnetují, ale magnetizaci dlouho neudrží a ta tedy s časem klesá. Jedná se o jemné superparamagnetické částice, které odráží pedogenní procesy probíhající v půdních fosilních horizontech během teplejších období. Out-of-phase susceptibilita je další metoda odrážející přítomnost SP a SD částic v sedimentu, které v půdách vznikají.

## 7. ZÁVĚR

Studium souvrství spraší a fosilních půd na profilu v Dejvicích poskytlo informace o paleoprostředí a vlivu klimatických podmínek na vznik a vlastnosti sedimentů. Měřeními byly získány informace o magnetické stavbě sedimentů.

Záznam magnetické susceptibility, který koreluje se záznamem frekvenčně závislé magnetické susceptibility, anhysterezní remanentní magnetizace a remanentních magnetizací, dává informace o pedogenních procesech. Tyto tři magnetické parametry vykazují relativně vyšší hodnoty v horizontech fosilních půd než v horizontech spraší. Jedná se o magnetické nabohacení půd (Evans a Heller 2003). Vyšší hodnoty odpovídají tvorbě velmi jemnozrnných nanočástic magnetitu, které vznikají právě v teplejších obdobích interglaciálů či interstadiálů. V té době docházelo k procesům pedogeneze a zvětrávání. Toto zjištění potvrzují i výsledky předcházejících prací prováděných na našem území (např. Hošek *et al.* 2015, Lacroix *et al.* 2011, Hrouda *et al.* 2013, 2014, Obersteinová 2016 a další).

V práci byly také analyzovány poměry magnetických parametrů z měření hysterezních parametrů a výsledky byly zobrazeny prostřednictvím Dayova diagramu (Day *et al.* 1977). Na diagramu je patrné, že magnetické částice spraše leží spíše v poli větších multi-doménových (MD) zrn, a naopak částice fosilní půdy velikostně náleží spíše k menším pseudo-jedno-doménovým (PSD) zrnům, přičemž jeden vzorek z fosilních půd se nachází v poli jedno-doménových (SP) částic. Toto zjištění opět koreluje i s grafy naměřených magnetických susceptibilit a remanentních magnetizací.

Stěžejní část diplomové práce představuje měření anizotropie magnetické susceptibility pro rekonstrukci podmínek vzniku sedimentů a pro interpretaci paleoprostředí (obr. 2). Magnetická stavba profilu je nezávisle diskutována ve třech částech studovaného profilu. V první sprašové vrstvě je směr transportu sedimentů kombinací dvou na sebe kolmých směrů (obr. 14). Přibližně třetina vzorků vykazuje anomální magnetickou stavbu indikující post-sedimentární deformace. Tato magnetická stavba odráží sekundární sedimentační procesy, tedy sedimentaci ovlivněnou prouděním ve vodním prostředí, kdy byla spraš přemístěna proudící vodou po spádnicí svahu. Druhá vrstva (obr. 15) odpovídá půdám – nadložní černozemi a podložní hnědozemi.

Magnetická stavba je zde zcela chaotická z důvodu četných bioturbací, pedogenních procesů a procesů zvětrávání.

Poslední vrstvou je spraš s klasty (obr. 16), které indikují proces redepozice klastického materiálu vodou. Zde je směr transportu jednoznačně ve směru SZ–JV, kde docházelo k transportu vodou a redepozici jemného klastického materiálu po svahu. Tento směr odpovídá současné geomorfologii, tedy poloze údolí a svahu, jenž se nachází JZ od Dejvického profilu (viz obr. 30). Souvrství tedy nebylo ukládáno pouze eolickými procesy. Všechny tyto parametry ukazují na podobný směr transportu sedimentu jako v Dolních Věstonicích, tedy dominantní proudění vzduchu od JZ k SV a podobný směr přepracování sedimentů jako v pražském tunelu Blanka (Obersteinová 2016).



## 8. ZDROJE

- Bábek O., Grygar J., Chlachula J. (2011): Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion from two contrasting loess-paleosol sections of Czech Republic and Central Siberia during the last glacial-interglacial cycle. - *Quaternary Science Reviews*, 30, 967–979 p.
- Banerjee S. K., Lacroix F., (2002). Paleowind directions from the magnetic fabric of loess profiles in central Alaska. – *Earth and Planetary Science Letters* 195, 99–112 p.
- Banerjee S. K., Oches E. A. (1996): Rock-magnetic proxies of climate change from loess-paleosol sediments of the Czech Republic - *Stud. Geophys. Geod.*, 40, 287–300 p.
- Borradaile G. J., Henry B (1997): Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. – *Earth Science Review* 42, 49–93 p.
- Bradák B. (2009): Application of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the determination of paleopalaeo-wind directions and paleopalaeo-environment during the accumulation period of Bag Tephra, Hungary. – *Quaternary International*, 198, 77–84 p.
- Bradák B., Hyodo M., Chadima M., Kovács J., Seto Y., Tanos P., Ujvári G. (2020): Magnetic fabric of loess and its significance in Pleistocene environment reconstructions. – *Earth Science Reviews*, Volume 210 p.
- Bradák B., Kovács J. (2014): Quaternary surface processes indicated by the magnetic fabric of undisturbed, reworked and fine-layered loess in Hungary, – *Quaternary International*, 319, 76–87 p.
- Day R., Fuller M., Schmidt V. A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. - *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260–267 p.
- Dearing J. A., Baban S. M. J., Hay K. L., Huddleston A.S., Loveland P. J., Wellington E. M. H. (1996): Magnetic susceptibility of soil: An evaluation of conflicting theories using a national data set. – *Geophysical Journal International*, 127, 728–734 p.
- Dearing J. (1999): Magnetic Susceptibility. – In J. Walden, F. Oldfield, J. P. Smith (Eds.), *Environmental magnetism: a practical guide*, Technical Guide, No. 6, – Quaternary Association, 35–62 p.
- Derbyshire E., Kemp R. A., Meng X. M. (1997): Climate change, loess and palaeosols: proxy measures and resolution in North China. – *Journal of the Geological Society of London*, 154, 793–805 p.
- Dunlop D. J. (1983): Viscous magnetization of 0.04–100  $\mu\text{m}$  magnetites. – *Geophys. J. R. astr. Soc.* 74, 667–687 p.
- Dunlop D. J., Özdemir Ö. (1997): *Rock magnetism: fundamentals and frontiers.* – Cambridge University Press, UK, 573 p.
- Evans M. E., Heller F. (2003): *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics.* – Academic Press, San Diego. 299 p.
- Glass B. P., Liu Q., Shi C., Suchy V., Zeman A., Zhu R. (2003): Climate variations since the last interglacial recorded in Czech loess. – *Geophys. Res. Lett.*, 30 (11), 1562 p.
- Havlíček V., Štorch P. (1985): *Geologická mapa ČSR*, Praha, Úř. Úst. geol., 12–24 p.
- Heller F., Kukla J., Liu X. M., Xu T. C., Liu T. S., An Z. S. (1988): Pleistocene climates in China: dating by magnetic susceptibility. – *Geology* 16, 811–814 p.
- Heller F., Liu T. S. (1982): *Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China.* –

- Nature, 300, 431–433 p.
- Heller F., Liu T. S. (1984): Magnetism of Chinese loess deposits. – *Geophysical J. R. Astron. Soc.*, 77, 125–141 p.
- Heller F., Liu T. S. (1986): Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. – *Geophysical Research Letters*, 13, 1169–1172.
- Heller F., Liu X., Liu T., Xu T. (1991): Magnetic susceptibility of loess in China. – *Earth and Planetary Science Letters*, 103, (1–4), 301–310 p.
- Hošek J., Hambach U., Lisá L., Matys G. T., Horáček I., Meszner S., Knésl I. (2015): An integrated rock-magnetic and geochemical approach to loess/paleosol sequences from Bohemia and Moravia (Czech Republic): Implications for the Upper Pleistocene paleoenvironment in central Europe. – *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 418, 344–358 p.
- Hrouda F. (1982): Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophysical Surveys*, 5(1), 37–82 p.
- Hrouda F., Chadima M., Ježek J., Kadlec J. (2017): Anisotropies of in-phase, out-of-phase, and frequency-dependent susceptibilities in three loess/palaeosol profiles in the Czech Republic; methodological implications. – *Stud. Geophys. Geod.*, 62, 272–290 p.
- Hrouda F., Chadima M., Pokorný J. (2014): Limits of out-of-phase susceptibility in magnetic granulometry of rocks and soils. – *Stud. Geophys. Geod.*, 59 (2015), 294–308 p.
- Hrouda F., Chadima M., Ježek J., Pokorný J. (2013): Out-of-phase magnetic susceptibility of rocks and soils: a rapid tool for magnetic granulometry. – *Geophysical J. Int.* 194, 170–181 p.
- Hrouda F., Chadima M., Kadlec J., Šlechta S. (2010): Frequency dependence of magnetic susceptibility of weakly magnetic sediments: Implications for magnetic granulometry – *Travaux Géophysiques*, 11 p.
- Hrouda F., Tarling D. H., (1993): *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. – Chapman and Hall, London.
- Jelinek V. (1981): Characterization of magnetic fabric of rocks. – *Tectonophysics*, 79, 563–567 p.
- Jianli W. (1998): The anisotropy of loess magnetic susceptibility in the northeastern fringe of Qinghai-Xizang Plateau as indicator of palaeowind direction. – *Chinese Geographical Science*, 8(1), 85–90 p.
- Lagroix F., Rousseau D., Antoine P., Fuchs M., Hatte C., Moine O., Gauthier C., Lisa L., Svoboda J. (2011): Reconstructing of depositional environments at the Dolní Vestonice (Czech Republic) loess site from magnetic anisotropy. – *AGU 2011 Fall Meet.*, GP33A, 1116 p.
- Lees J. A., Dearing J. A., Lockett, F. P. (1999): Identification, classification and linear modelling of sediment sources using mineral magnetic measurements. I. Methodology and techniques. – *Catena*.
- Liu Q., Roberts A. P., Larrasoaña J. C., Banerjee S. K., Guyodo Y., Tauxe L., Oldfield F. (2012): *Environmental magnetism: Principles and applications*. – *Reviews of Geophysics*, 50 p.
- Maher B. A., Taylor R. M. (1988): Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. – *Nature*, 336, 368–370 p.
- Maher B. A., Thompson R. (1999): *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. - Cambridge University Press, Cambridge. 403 p.

- Marković S. B., Stevens T., Kukla J., Hambach U., Fitzsimmons K. E., Gibbard P., Buggle B., Zech M., Guo Z., Hao Q., Wu H., O'Hara Dhand K., Smalley I. J., Ujvári G., Sumegi P., Timar-Gabor A., Veres D., Sirocko F., Vasiljević D. A., Jary Z., Svensson A., Jović V., Lehmkuhl F., Kovács J., Svirčev Z. (2015): Danube loess stratigraphy: towards a pan-European loess stratigraphic model. – *Earth-Science Reviews*, Volume 148, 228–258 p.
- Nagata T. (1961): *Rock magnetism*. – Maruzen Co., Tokyo. 366 p.
- Nawrocki J., Polechonska O., Boguckij A., Lanzont M. (2006): Palaeowind directions recorded in the youngest loess in Poland and western Ukraine as derived from anisotropy of magnetic susceptibility measurements. – *Boreas*, 35, 266–271 p.
- Obersteinová T. (2016): *Magnetická stavba spraší a fosilních půd na vybraných lokalitách jižní Moravy a středních Čech*. Diplomová práce, Univerzita Karlova. – Praha
- Rees A. I., Woodall W. A. (1975): The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments. – *Earth and Planetary Science Letters*, 25, Amsterdam. 121–130 p.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C. (1992): Rock Magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. – *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209–226 p.
- Stachowska A., Łoziński M., Śmigielski M., Wysocka A., Jankowski L., Ziółkowski P. (2020): Anisotropy of magnetic susceptibility as an indicator for palaeocurrent analysis in folded turbidites (Outer Western Carpathians, Poland). – *Sedimentology* 67, 3783–3808 p.
- Thompson R., Oldfield F. (1986): *Environmental magnetism*. – Allen a Unwin, London. 227 p.
- Till J., Jackson M. J., Rosenbaum J. G., Solheid P. (2011): Magnetic properties in an ash flow tuff with continuous grain size variation: A natural reference for magnetic particle granulometry. – *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12 p.
- Verosub K. L., Roberts A. P. (1995): Environmental magnetism: Past, present and future. – *Journal of geophysical research*, vol. 100, no. B2, 2175–2192 p.
- Tauxe L., Banerjee S. K., Butler G. F., van der Voo R. (2016): *Essentials of Paleomagnetism*. Fourth Web Edition.
- Xie X., Kong X., Du Y., Chang Q., Tang L., and Zhou J. (2018): Feasibility of applying viscous remanent magnetization (VRM) orientation in the study of palaeowind direction by loess magnetic fabric. – *Open Geosci.* 10, 699–717 p.
- [www.ags.cuzk.cz](http://www.ags.cuzk.cz)
- <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/#x1-650007.3>
- [www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show\\_map.php](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php)