

Klimatické změny a krajinné transformace
sprašové oblasti centrální Eurasie

The climatic change and landscape
transformation of loess area of central Eurasia

Tomáš Březina

Diplomová práce
2005



Univerzita Tomáše Bati ve Zlíně
Fakulta technologická

Chtěl bych poděkovat docentu Jiřímu Chlachulovi za pomoc při zpracovávání této diplomové práce, dále bych chtěl vyjádřit vděčnost profesoru Františku Hroudovi za

poskytnutí měřicí techniky a pomoc při získávání dat analyzovaného materiálu. Nakonec bych chtěl poděkovat RNDr. Pavlu Havlíčkovi z České geologické služby Praha, za poskytnutí odborného posudku.

Prohlašuji, že jsem na celé diplomové práci pracoval/a samostatně a použitou literaturu jsem citoval/a.

Ve Zlíně, 25. 05. 2005

.....

Tomáš Březina

Abstrakt

Cílem práce je studium přírodních a klimatických změn v pozdním pleistocénu na jižní Sibiři. Podstatou studia je laboratorní rozbor vzorků spraší a fosilních půd z oblasti Krasnogorskoje a porovnání tohoto rozboru s již dříve prováděnými rozbory v lokalitě Iskitim. Studia byla prováděna za účelem rekonstrukce klimatu. Analýza je prováděna metodou měření magnetické susceptibility, která poskytuje nejcitlivější paleoklimatické a environmentální proxy data.

Získané výsledky potvrzují vzájemnou korelaci mezi výše zmíněnými oblastmi, z čehož vyplývá, že se během celého posledního interglaciálu i posledního glaciálu klimatické podmínky na jižní Sibiři nelišily.

The aim of this degree work is a research into natural and climatic changes in late pleistocene in Southern Siberia. The gist of the study is a laboratory analysis of samples of loesses and fossil soils from Krasnogorskoje area and the comparison of the analysis with the earlier analyses in Iskitim area. The research was carried out with a view to reconstructing the climate. The analysis is conducted by measuring magnetic susceptibility which provides the most sensitive paleoclimatic and environmental proxy data.

The observed results confirm mutual correlation between the above mentioned areas, which implies that the climatic conditions in Southern Siberia did not change during the last interglacial and glacial periods.

OBSAH

ÚVOD.....	7
1 TEORETICKÁ ČÁST.....	8
1.1 PALEOKLIMATOLOGIE	8
1.2 SEDIMENTY	8
1.2.1 Význam sedimentů	8
1.2.2 Dělení sedimentů	9
1.2.3 Klasické sedimenty	9
1.3 SPRAŠE.....	10
1.3.1 Charakteristika spraší	10
1.3.2 Dělení spraší	10
1.3.2.1 Eolické spraše	10
1.3.2.2 Koluviální spraše	10
1.3.3 Geomorfologická aktivita větru.....	11
1.3.3.1 Tvořivá činnost větru	11
1.3.3.2 Rušivá činnost větru	11
1.3.4 Paleoklimatologie a spraše	12
1.3.4.1 Souvislost mezi sprašemi a rekonstrukcí klimatu.....	12
1.3.4.2 Význam studia sibiřských spraší	13
1.4 TVORBA PŮD.....	13
1.4.1 Půdní profil.....	14
1.4.2 Faktory ovlivňující tvorbu půd.....	15
1.4.3 Typy půd.....	16
1.4.3.1 Terestrické půdy (suchozemské)	16
1.4.3.2 Semiterestrické půdy.....	18
1.4.3.3 Rašelinné půdy.....	19
1.4.3.4 Subhydrické půdy	19
1.5 SOUČASNÉ KLIMATICKÉ PODMÍNKY A FYZIOGRAFIE SIBIŘE	19
1.6 SBĚR A ANALÝZA VZORKŮ.....	19
1.6.1 Sběr vzorků.....	19
1.6.2 Metody analytických zpracování vzorků.....	20
1.7 METODA MĚŘENÍ MAGNETICKÉ SUSCEPTIBILITY	20
2 CÍLE DIPLOMOVÉ PRÁCE.....	22
3 METODIKA.....	23

3.1	SBĚR A POPIS ANALYZOVANÉHO MATERIÁLU	23
3.2	ANALÝZA VZORKŮ	23
3.2.1	Výběr analytické metody	23
3.2.2	Popis měřicího přístroje	23
3.2.3	Postup měření	24
3.2.4	Zpracování naměřených dat	24
4	VÝSLEDKY ANALÝZY	25
4.1	REKONSTRUKCE KLIMATU V POZDNÍM PLEISTOCÉNU LOKALITY ISKITIM	25
4.2	CHRONOLOGICKÁ INTERPRETACE	29
5	SROVNÁNÍ STRATIGRAFICKÉHO PROFILU ISKITIMI S KLÍČOVÝMI	
	LOKALITAMI JIŽNÍ SIBIŘE	30
5.1	KRASNOGORSKOJE (ALTAJSKÁ ROVINA)	30
5.1.1	Popis profilu	30
5.1.2	Pedostratigrafie	32
5.2	KURTAK	32
5.2.1	Fyziografie	32
5.2.2	Sprašové zdroje	33
5.2.3	Klima	33
5.2.4	Stratigrafický profil Kurtak	33
5.3	SROVNÁNÍ STRATIGRAFICKÝCH PROFILŮ ISKITIM A KRASNOGORSKOJE	35
6	ZÁVĚR	38
	SOUHRN / SUMMARY	39
	LITERATURA	40
	TABULKOVÁ ČÁST	43

ÚVOD

Vědní obory, které se zabývají rekonstrukcí klimatu a s tím souvisejícím studiem vývoje přírodního prostředí, zaznamenávají dynamický rozvoj. Příčinnou studia těchto dějů je stále důležitější role klimatu v každodenním životě obyvatel planety Země. Změny klimatu známe z vlastní zkušenosti. Pokládáme je za samozřejmost, když mluvíme o létu jednou jako o vlhkém, jindy jako o suchém, zima může být mírná, chladná nebo větrná. Ovšem zvláště si všímáme extrémních situací a klimatických katastrof. Těch ani v současnosti neubývá. Mezi klimatické katastrofy patří tropické cyklony, hurikány, tajfuny, záplavy, tornáda, bouřky, sněhové bouře, vlny veder a v neposlední řadě také ničivé vlny tsunami, o jejichž fatálních účincích se lidstvo mohlo přesvědčit v nedávné době. Mezi předpokládané negativní klimatické dopady řadíme např. zvýšení mořské hladiny, špatná dostupnost sladké vody (vypařování), negativní dopad na přírodní ekosystémy a lidské zdraví atd. Touto problematikou se zabývá řada oborů jako klimatologie, pedologie, geologie a mnoho dalších. Výsledky z celé řady těchto oborů spolu s počítačovými simulacemi byly podkladem k rekonstrukci přírodního prostředí v různých časových periodách a v odlišných geografických oblastech. Přestože jsou získaná data pouze teoretická a není možné jejich praktické ověření, dá se z nich vyvozovat budoucí vývoj klimatu. Je možné odhadnout potenciální globální dopad lidské činnosti na přírodní prostředí.

Sibiř poskytuje rozsáhlou oblast, která je v současné době jednou z nejméně probádaných lokalit na světě. V důsledku silného kontinentálního klimatu jsou sibiřské spraše výborným zdrojem paleoklimatických informací, jak z regionálního tak z celosvětového hlediska. Jejich studium může přispět k lepšímu pochopení globálních klimatických změn během období čtvrtohor.

Cílem této diplomové práce je navázání na předchozí výzkumy spraší v oblasti jižní Sibíře a jejich rozšíření o doplňující analýzy. Hlavním cílem diplomové práce je studium přírodních a klimatických změn v pozdním pleistocénu na jižní Sibíři. Podstatou studia je laboratorní rozbor vzorků spraší a fosilních půd z oblasti Krasnogorskoje.

1 TEORETICKÁ ČÁST

1.1 Paleoklimatologie

Paleoklimatologie je vědní obor zabývající se geologickými vrstvami a jejich paleontologickým obsahem s cílem rekonstruovat klima v minulých geologických dobách. Většina paleoklimatologických studií se přímo soustředí na období čtvrtohor, jako na nejmladší vývojové stadium Země trvající asi 2,5 mil. let. Paleoklimatologie je multidisciplinární vědní obor sestávající např. z glaciologie, sedimentologie, paleogeografie, paleopedologie, paleontologie a řadě dalších. V posledních dobách došlo ke zvýšení přesnosti a spolehlivosti datovacích metod (např. atomová absorpční spektroskopie, optická luminiscence, izotopové datování, magnetostratigrafie aj.), což nezanedbatelně přispělo ke stanovení mnohem detailnějších chronostratigrafických rekonstrukcí a k upřesnění existujících paleoklimatických záznamů. [1]

Největší význam pro rekonstrukci klimatických podmínek mají usazené horniny (sedimenty) a půdy, které na nich vznikají v teplejších a vlhčích dobách.

1.2 Sedimenty

Vznikají sedimentací na zemském povrchu při různých podmínkách a v různém prostředí. Svými vlastnostmi (barva v nezvětralém stavu, velikost zrna, stupeň vytřídění, zvrstvení atd.) reflektují chemické, fyzikální a biologické podmínky svého vzniku. [2]

1.2.1 Význam sedimentů

Vzhledem k tomu že sedimentární horniny tvoří zhruba $\frac{3}{4}$ zemského povrchu je jejich význam veliký. Tvoří jednak důležité nerostné suroviny, dále pak jsou matečnou horninou pro vznik většiny zemědělských půd a v neposlední řadě umožňují z velké části poznat geologickou minulost Země spolu s pochody, které proběhly na zemském povrchu. Podle jejich vlastností můžeme určovat zeměpisné a klimatické podmínky v době jejich vzniku.[3]

1.2.2 Dělení sedimentů

Podle způsobu vzniku dělíme usazené horniny do tří skupin. A to na:

- Sedimenty organogenní (biogenní) – tvoří se působením organismů nebo vznikly ze zbytků odumřelých organismů. Sedimenty úlomkovité (klasické) – vznikají usazením úlomků ze starších rozrušených hornin
- Sedimenty chemické – vznikají chemickým vyloučením a srážením látek rozpuštěných ve vodě
- Sedimenty úlomkovité (klasické) – vznikají usazením úlomků ze starších rozrušených hornin. [3]

Pro účely této diplomové práce má význam pouze skupina sedimentů úlomkovitých, proto následující kapitola bude zaměřena výhradně na ně.

1.2.3 Klasické sedimenty

Úlomkovité sedimenty vznikají nahromaděním a usazením úlomků ze starších rozrušených hornin – vyvřelých, usazených nebo metamorfovaných. Mohou se hromadit v místech rozpadu starší horniny, častěji jsou však přemísťovány zemskou tíží, deštěm, tekoucí vodou, ledem nebo větrem, přičemž jsou unášené částice tříděny podle velikosti. Po usazení sypkých sedimentů dochází k jejich zpevňování nebo stmelení diagenetickými pochody (způsobují přeměnu nesoudržných sedimentů v pevné horniny za normálních tlakových a tepelných poměrů v sedimentačním prostředí – tedy tlakem nadloží a účinkem prosakujících vod).

Pro charakteristiku klasických sedimentů je důležitá velikost částic, z nichž se skládají. Dělí se podle velikosti zrn na tři skupiny:

- Hrubozrnné sedimenty (psefity) – průměr zrna je větší než 2 mm
- Středně zrnité sedimenty (psamity) – průměr zrna od 0,06 mm do 2 mm
- Jemnozrnné sedimenty (pelity – jílovité; aleurity – prachové) – průměr zrna je menší než 0,06 mm [3]

Z hlediska cíle této diplomové práce je nejdůležitější skupinou skupina jemnozrnných sedimentů, kam se řadí také spraše.

1.3 Spraše

1.3.1 Charakteristika spraší

Spraše jsou z hlediska rozdělení usazených hornin podle jejich vzniku jemnozrnné váaté sedimenty s vysokým podílem prachových částic o průměru 10 až 50 μm . Zbytek je tvořen jílovitými (hlinitými) částicemi nebo jemným pískem. Charakteristickým znakem spraší je okrově hnědá až šedavě žlutá barva a obsah jemně rozptýleného uhličitanu vápenatého. Velkou předností studia spraší je jejich vysoká citlivost vůči vnějším podmínkám a dlouhodobá klimato-stratigrafická informace.

Rozlišujeme dva typy spraší. Spraše eolické a koluviální. [3,4]

1.3.2 Dělení spraší

1.3.2.1 Eolické spraše

Typickými znaky eolických primárních spraší jsou masivní, bezvrstevnaté nebo slabě vrstevnaté, světle šedohnědé naplavené usazeniny s homogenně zrnitou strukturou. Tato struktura není zpevněná chemicky ani mechanicky. Spraše byly sekundárně naváty intenzivní činností větru z periglaciálních oblastí, kam byly původně transportovány od čel ledovců jako aluviální (naplavené) sedimenty ze zaledněných kontinentálních a horských oblastí. [4]

1.3.2.2 Koluviální spraše

Původní eolické uložení spraší bylo narušeno vlivem klimatických změn, ať již dlouhodobých nebo i krátkodobých výkyvů lokálního nebo regionálního charakteru. Díky sněhovým a dešťovým srážkám a gravitačními mechanismy došlo k jejich přemístění. Důsledkem jsou koluviální spraše, které se charakterizují jemnou nepravidelnou a slabě vrstevnatou strukturou, s možným výskytem horizontů jemně písčitého materiálu. U primárních eolických spraší je stratigrafický a paleoklimatický význam mnohem větší než u spraší přemístěných. Je to dáno tím, že eolické spraše uchovávají původní informaci o intenzitě a délce trvání sedimentace. Uchovávají také informaci o krajinných a klimatických přeměnách z dlouhodobého hlediska, v návaznosti na fosilní půdy vytvořené na sprašovém

pokryvu. Na druhou stranu koluviální sprašové sedimenty mají také svůj nezanedbatelný význam. Jejich geologická struktura reflektuje přírodní transformace reliéfů, včetně tvorby permafrostu a následujících oteplení. [4]

1.3.3 Geomorfologická aktivita větru

Vítr je vzduchový proud, vznikající nestejnoměrným tlakovým rozložením v atmosféře. Geomorfologická činnost větru se nazývá eolická a nejčastěji se projevuje v oblastech buď teplého nebo chladného aridního klimatu. Činnost větru je eliminována vlhkostí a vegetačním pokryvem, převažujícím zejména v humidních oblastech. Rozlišujeme činnost větru na tvořivou a rušivou.

1.3.3.1 Tvořivá činnost větru

Tvořivá činnost větru se projevuje ukládáním přenášených částic hornin. Nezbytnými podmínkami jsou snížení rychlosti síly a větru. Sedimenty, které byly naneseny větrem, se nazývají eolické. Jejich charakteristickým znakem je zřetelné utřídění podle velikosti zrn.

Na vhodných místech může vítr ukládat značné množství materiálu, a proto tvořivá činnost mnohem více převyšuje činnost rušivou. Větre nanášený a usazovaný písčité materiál tvoří váté písky. Jsou rozšířeny hlavně v oblastech suchého klimatu.

Typickým eolickým sedimentem je také spraš, která vzniká usazením prachových částic přinesených větrem často z velmi vzdálených oblastí. [3]

1.3.3.2 Rušivá činnost větru

Rušivá činnost větru se projevuje deflací, což je odvívání uvolněných částic hornin, a větrnou korozí, kdy úlomky hornin narážejí na překážky, jejichž povrch je tak mechanicky narušován. Intenzita procesu závisí na tvrdosti horniny a síle, resp. délce trvání eolické činnosti. [3]

1.3.4 Paleoklimatologie a spraše

1.3.4.1 Souvislost mezi sprašemi a rekonstrukcí klimatu

Jak již bylo uvedeno výše, spraše jsou velmi jemné sedimenty se 40-50%ním podílem prachových částic o průměru 10 až 50 μm . Zbytek tvoří jílové částice nebo jemný písek. Jsou nejrozšířenější v Asii, především v Číně, kde byly vyváté ze středoasijských pouští. Rozsáhlé a mocné sprašové pokryvy jsou dále v Severní Americe a v Argentině, v Evropě pak na Ukrajině, v Rumunsku aj. V České republice se spraše nacházejí v Polabí a na střední a jižní Moravě. [3]

Oblast Sibíře má zásadní význam pro mapování změn cirkulace arktických vzdušných proudů nad centrální a východní Eurasií během pleistocénu, jenž se odráží v povaze a uložení eolických sedimentů. Sibiřské spraše a jiné paleoklimatické informace v nich obsažené mají zásadní význam pro trans-euroasijské paleoklimatické korelace, které vzájemně spojují a srovnávají sprašové pokryvy Evropy, Centrální Asie a Číny z hlediska jejich pedostratigrafie a stáří.

Ukládání spraší souvisí se suchým a chladným klimatem. Na druhou stranu ve vlhkém a teplém podnebí dochází k tvorbě půd a růstu vegetace. Díky tomu můžeme ze střídajících se vrstev spraší a fosilních půd provést klimatickou rekonstrukci s chladnými a zároveň suchými obdobími, kdy docházelo k sedimentaci spraší, a teplými, vlhkými obdobími, ve kterých vznikaly půdy a tvořil se vegetační pokryv.

Unikátnost této oblasti, kromě geografického rozšíření sibiřských spraší, které umožňuje korelaci sprašových sedimentů čínské oblasti na východě a evropské oblasti na západě, spočívá ve vysoké klimatické citlivosti, která zachycuje i nejmenší klimatické oscilace. Je to dáno výrazným kontinentálním klimatem. V přímořských oblastech nemusí být tyto klimatické oscilace patrné v důsledku vlivu oceánu.

Obecně jsou jihosibiřské sprašové oblasti méně rozsáhlé než sprašové oblasti v evropské části Ruska nebo v Číně, přesto reprezentují nejvýznamnější klimatický záznam pro tuto část severní Asie, který pokrývá období od středního pleistocénu (tedy posledních asi 0,5 mil. let). Je to dáno mocnostmi usazenin dosahující místy až 150 m. [5]

1.3.4.2 Význam studia sibiřských spraší

Studie sibiřských spraší, které zintenzívnily v průběhu posledních několika let, vycházejí z dřívějších výzkumů a chronostratigrafických interpretací. Nejkompletnější sprašový záznam (mapující poslední pleistocén) byl na základě radiokarbonové a termoluminiscenční metody rozdělen do čtyř klimatických období (interglaciál Kazantsevo, glaciál Ermakovo, interpleniglaciál Karga a glaciál Sartan), které korelují i izotopovými fázemi OIS (Oxygen Isotope Stage) 5-2 hlubokomořských foraminifer (dírkovců – drobných mořských živočichů s křemitými schránkami, jejichž složení indikuje odpovídající teplotu vody, a mají tak globální klimatický význam) a odpovídající časovému úseku 130-10 tisíc let před dneškem.[5]

V současné době se výzkumné práce v této oblasti zaměřují na klimatické záznamy v pozdním kvartéru na zpřesnění regionální chronostratigrafie založené na výzkumu spraší a fosilních půd. Jako indikátory minulých klimatických podmínek v jednotlivých půdních vrstvách slouží celkové množství akumulovaného organického materiálu, velikost zrn, množství uhličitanu vápenatého a další. Velkou pozornost nyní zaujímá magnetická susceptibilita, která se jeví jako přesná metoda schopná odrážet i ty nejmenší klimatické oscilace.[5,6,7,8,9]

Právě magnetická susceptibilita je hlavním sledovaným klimatickým parametrem této práce.

1.4 Tvorba půd

Půda se vyvíjí na zvětralinovém plášti (zvětralé horniny tvořící pokrývku na zemském povrchu) působením podnebí a dalších půdotvorných činitelů, ústrojných i neústrojných. Pro rekonstrukci klimatu mají význam půdy pohřbené pod zemským povrchem, tzv. fosilní půdy, které dokumentují teplejší a vlhčí podmínky během svého vzniku. [10]

1.4.1 Půdní profil

Nezvětralé horniny se na zemském povrchu vyskytují jen vzácně. Obvykle je kryje plášť vlastních (na rovinách) nebo cizích (na svazích) zvětralin. Přemísťováním pohyblivých složek s jejich odváděním a ukládáním na jiných místech se rozčlení původní homogenní substrát v heterogenní, mnohdy ostře omezená pásma označovaná jako genetické půdní horizonty, jejichž soubor tvoří půdní profil. Jeho stavba je základem půdního typu. Obecně půdní profil skládá ze tří hlavních horizontů. Jsou to:

1. Horizont A – je povrchová humózní pásma půdního profilu, na nějž je vázána hlavní biologická činnost v půdě. Obsah humusu ho zbarvuje odstíny šedých barev. Ve vlhkých oblastech je tento horizont ochuzený prosakující vodou o rozpustné a koloidní složky. Lze v něm rozlišit řadu subhorizontů; např. subhorizont A_1 představuje vlastní humózní temně zbarvené pásma, v němž probíhají intenzivní biochemické pochody, zatímco subhorizont A_2 (eluviální) se vyznačuje úbytkem humusu a půdních koloidů a má proto zpravidla bělošedou barvu. Biologická činnost v tomto pásmu je mizivá.
2. Horizont B (obohacený, iluviální) – je zhutnělý, hromadí se v něm vyluhované a proplavované látky z horizontu A (zejména sloučeniny Fe^{3+} , Al^{3+} , kyseliny křemičité a půdní koloidy). Jeho barva závisí na povaze hromadících se látek: může být hnědý (železitý), temně červený (sloučeniny Mn) nebo černošedý (přemísťovaný humus). Jako horizont (B) se označuje pásma jen málo obohacené přemísťovanými látkami; je charakterizováno především odvápněním a oxidací různých látek, hlavně železa.
3. Horizont C – je půdotvornými pochody nedotčená matečná hornina nebo její zvětralina.

Kromě těchto hlavních horizontů, které obecně tvoří půdní profil v humidních oblastech, se mohou v půdách vyskytovat i další horizonty:

4. Horizont G (glejový) – je pásma obohacené především sloučeninami Fe^{2+} ze vztlínající podzemní vody. Pro nedostatek kyslíku se vyznačuje redukčními procesy, takže je zelenošedé až modrošedé barvy.

5. Horizont Ca (karbonátový) – je pásmo, které vzniká na vápnatých substrátech nahromaděním CaCO_3 , vyluhovaného z nadložních půdních horizontů. Je zpravidla bělošedě zbarvený. [10]

1.4.2 Faktory ovlivňující tvorbu půd

Tvorbu půdy podmiňují půdotvorné činitele, jejichž působením se výchozí zemina (substrát) rozčleňuje v genetické horizonty, které postupně vytváří půdní profil.

Půdotvorné faktory lze rozdělit do dvou skupin:

1. Faktory přímo podmiňující přeměny substrátu v půdu – patří sem zejména voda, teplota a vodíkové ionty.
2. Faktory nepřímé, které podmiňují a ovlivňují účinky přímo působících činitelů – jsou to podnebí, organismy, reliéf a čas.

Vlastnosti substrátu, z kterého půda vzniká, podstatně ovlivňují půdotvorný pochod. Na zrnitosti substrátu závisí druh půdy, obsah koloidů zase určuje vodní režim v půdě. Nejvhodnější podmínky pro plynulý průběh půdotvorných pochodů poskytují hlinité substráty, mezi které se řadí i spraše.

Chemismus substrátu ovlivňuje typ půdy – černozemě se vyvíjejí na vápnatých spraších, rendziny na vápencích apod., naproti tomu kyselé podzolové půdy vznikají na křemencích a pískovcích.

Z podnebných činitelů se nejpronikavěji uplatňují srážky, teplota a výpar. Teplota ovzduší rozhoduje o skupenství a účinnosti vody a ovlivňuje reakční rychlost půdotvorných pochodů (např. hydrolýzy, rozkladu organických látek aj.). Na srážkách a výparu závisí stav vláh v půdě, jenž hraje významnou roli při přeměně matečné horniny.

V humidních oblastech, kde jsou srážky vyšší než výpar, je půda dostatečně provlhčená, takže zde mohou plně probíhat hydrologické, rozkladné, rozpouštěcí, dispergační a translokační procesy. Výsledkem je ochuzování povrchových pásem půdy o rozpustné a dispergované látky, které jsou odnášeny prosakující vodou v roztoku nebo suspenzi do spodního pásma, jež je těmito látkami obohacováno. V aridních oblastech, se srážkami nižšími než výpar, je provlhčení půdy nepatrné. Rozklad minerální hmoty probíhá velmi zvolna a přemísťování se omezuje na vnášení rozpustných solí vzlínající vodou k povrchu.

Povrchová pásma se tedy obohacují rozpustnými solemi ze spodiny. V přechodném podnebí se oba procesy kombinují.

Z organismů se na půdotvorných procesech podílejí jak nejnižší (mikroorganismy), tak nejvyšší, a to jak rostliny, tak živočichové. Význam organismů spočívá zejména ve tvorbě humusu, který silně ovlivňuje úrodnost půd. Humus je soubor neživých organických látek nahromaděných na půdě nebo v půdě, a to ve stavu čistém nebo smíšeném s minerální hmotou.

Tvárnost povrchu (reliéf) jako půdotvorný činitel ovlivňuje podnebí, porost, vlhkost půdy, teplotu, působení podzemní vody, svahový odnos aj. S nadmořskou výškou např. stoupá vlhkost klimatu, svaživost terénu ovlivňuje stupeň vláhý v půdě a sílu svahového odnosu apod.

Fyzikální a chemické pochody, které probíhají v povrchových vrstvách, potřebují k své činnosti určitý čas. Půdotvorné faktory se podílejí na vývoji půd tím více, čím delší byla doba jejich působení. [10]

1.4.3 Typy půd

1.4.3.1 Terestrické půdy (suchozemské)

Do této skupiny patří surové a rankerovité půdy, rendziny, černozemě, terrae calcis, plastosoly a latosoly, hnědozemě, ilimerizované půdy, pseudogleje a podzoly.[10]

Surové půdy (syrozemě) se vyznačují slabým chemickým zvětráním a nezřetelně vyvinutým humózním horizontem A. Jsou vázány na velehorské, polární a pustinné oblasti – všeobecně na území s extrémním podnebím nebo stálým odnosem nedovolujícím větší uplatnění půdotvorných činitelů (např. půdy tunder a některé vysokohorské půdy). Půdotvorný pochod v tundrách určuje fyzikální zvětrávání hornin, hlavně mráz. Horniny nepokryté sněhem a ledem trhá mráz v různě velké ostrohranné úlomky, které se hromadí a tvoří skeletové půdy.

V polárních oblastech s průměrnou roční teplotou půdy nižší než $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ je půda hluboko a trvale zmrzlá (na severní Sibiři a Aljašce do hloubky 200 až 700m). Je

označována jako permafrost. V teplejších měsících její povrch rozmrzá a vodou nasycená půdní hmota teče po nerozmrzlém podloží. Tento pohyb půdy se jmenuje půdotok (soliflukce)

Střídavé zamrzání a rozmrzání vede k pohybům, které vytlačují úlomky hornin z půdy na povrch, takže vznikají strukturní (polygonové) půdy. Na jejich povrchu nahromaděné horninové úlomky vytvářejí kruhovitá nebo víceúhelníková políčka ohraničená většími úlomky hornin. Políčka tvořená jemnozrnnějšími zeminami bývají na obvodu porušována mrazovými trhlinami (až 10 m hlubokými), které zprvu vyplňuje led a po jeho odtání půdní materiál. (např. vátý písek); vznikají tak mrazové (ledové) klíny.

Když půda od povrchu znovu zamrzá, zemina mezi mrznoucí povrchovou vrstvou a trvale zmrzlou půdou v podloží je vystavena tlaku. Ten vyvolává v dosud nezmrzlé půdě poruchy označované jako kryoturbace. Půda dosud nezamrzlá je tlakem prohnětena a zprohýbána (zvířena).

Rankerovité půdy představují pestrou skupinu, jejímž společným znakem je silikátový substrát, zvětralý v hrubý kamenitý skelet, na němž přímo spočívá humózní horizont A. Jejich výskyt se omezuje převážně na plochy, kde rychlý odnos znemožňuje dosažení vyšších stadií půdního vývoje.

Rendziny (humusokarbonátové půdy) jsou půdy o horizontech A a C na karbonátových horninách (vápencích, dolomitech aj.)

Černozemě jsou půdy o horizontech A a C, resp. A, Ca a C. Horizont A se vyznačuje temně šedou barvou, je silně humózní a mocný až 1 m, má drobtovitou skladbu a bývá mírně vápnitý. Jsou to půdy travnatých stepí na hlubokých kyprých substrátech, zvláště pak na spraších. Na bázi humózního horizontu je u pravých černozemí vyvinut karbonátový horizont Ca. Tzv. degradovaná černozem se od pravé liší migrací CaCO_3 do spodin a horizontem B, který tvoří lem na bázi horizontu A. Černozemní zóna je vázána na nízké a rovinaté oblasti.

Terrae calcis jsou půdy vzniklé intenzivním zvětráváním karbonátových hornin, zejména vápenců a dolomitů. Mají nepatrný humózní horizont A a nápadný, vždy živě zbarvený, zcela odvápněný horizont B.

Plastosoly a latosoly představují produkty intenzivního subtropického a tropického zvětrávání převážně silikátových hornin.

Hnědozemě jsou různorodou skupinou půd, jejímž společným znakem je horizont B. Ten se vyznačuje výraznou oxidací, avšak jen malým posunem látek do spodin, a plynně přechází do nadloží i podloží.

Ilimerizované půdy se vyznačují uvolněním koloidního jílu ilimerizací (vymýváním). Uvolněný jíl spolu se železem je odnášen do spodiny a soustřeďuje se na přírodních drahách (podél kořenů aj.) a v pórech. Jsou to většinou rezivě hnědé zhutnělé půdy pod listnatými lesy.

Pseudogleje charakterizuje občasné zamokření srážkovou vodou, které vyvolává redukční pochody. Střídajícím se provlhčením a vysušením vzniká pod humózním horizontem A horizont G (na rozdíl od G u pravých glejů) s nápadně šedým a rezivým mramorováním.

Podzoly se vyznačují výrazně kyselým humózním horizontem A₁, pod nímž leží čistě propláchnutý a vybělený popelavě šedý minerální horizont A₂. V horizontu B se hromadí ve vysrážené formě nejen sloučeniny železa, ale i humus, takže je buď rezivě hnědě, nebo černohnědě zbarvený. [10]

1.4.3.2 Semiterestrické půdy

Tyto půdy leží v dosahu hladiny podzemní vody nebo jsou střídavě zaplavované. Jejich společným znakem je tedy více či méně trvalý vliv vody, která dočasně prostupuje celý půdní profil.

Nivní půdy vznikají na dočasně zaplavovaných údolních nivách.

Glejové půdy jsou téměř po celý rok pod vlivem vztlínající podzemní vody. Nedostatek vzdušného kyslíku umožňuje redukcí Fe^{3+} na Fe^{2+} . Nejsilněji se tyto pochody uplatňují v glejovém horizontu G, který pod humózním horizontem A leží přímo na styku s hladinou podzemní vody. Vyznačuje se zelenomodrou a šedou barvou a nápadným skvrněním. V horizontu A probíhají střídavě redukční a oxidační pochody, podle kolísání hladiny podzemní vody. Glejové půdy vznikají všude, kde se projevuje zamokření

Slané půdy se vyznačují vyšším obsahem ve vodě rozpustných solí (uhličitany, chloridy, sírany aj.). Koncentrace těchto solí je zde tak vysoká, že jsou v suchých obdobích vynášeny vztlínající vodou na půdní povrch, kde tvoří práškovité výkvěty až povlaky. [10]

1.4.3.3 Rašelinné půdy

Rašelinné půdy se vyznačují vysokým obsahem humózních látek, vznikajících nedokonalým rozkladem odumřelých rostlinných zbytků pod vodou, tzn. Rašeliněním (ulmifikací). [10]

1.4.3.4 Subhydrické půdy

Jde o půdy tvořící se trvale pod vodou. Látkové přesuny nejsou ovlivněny gravitací a probíhají všemi směry. Dělí se na surové subhydrické půdy a na půdy gyttjové skupiny. [10]

1.5 Současné klimatické podmínky a fyziografie Sibiře

Pro oblast jižní Sibiře je charakteristický vysoce topograficky rozdílný reliéf. Oblast je ohraničena velmi rozdílnými nížinami na západě, Středosibiřskou vysočinou na severu, vysokým horským pásmem na jihu a rozsáhlým hornatým územím na východě. Tímto teritoriem zároveň protékají velké asijské řeky Ob, Jenisej a Angara ústící do Severního ledového oceánu.

Jihosibiřské podnebí je silně kontinentální s horkými léty a chladnými a suchými zimami s nevelikou sněhovou pokrývkou. Průměrné teploty se pohybují v intervalu od -5 do -3°C . V zimě klesají až na -60°C a nejvyšší letní teploty dosahují až $+40^{\circ}\text{C}$. [5]

1.6 Sběr a analýza vzorků

1.6.1 Sběr vzorků

K zajištění správné vypovídací hodnoty vzorků je třeba dodržovat při jejich sběru určitá pravidla. Nejdříve je nutné kolmo začistit profilovou stěnu, čímž je míněno odstranění vegetace a svrchní vrstvy svahoviny. Vzorky se odebírají do plastických krabiček o známém objemu, které mají odložitelné víčko, proti němuž je ve stěně vyroben otvor o průměru 1 mm (znemožňuje vznik vzduchových bublin). Krabičky jsou otevřenou stranou zatloukány pryžovým kladívkem do stěny. Tím fosilní půda, resp. Spráš krabičku zcela vyplní, aniž by

došlo k narušení soudržnosti vlastního sedimentu, resp. Fosilní půdy, což je důležité pro vlastní analýzy vzorků, např. pro směr magnetické susceptibility. Naplněná krabička je poté popsána ve stratigrafickém pořadí a ze stěny vyjmuta a uzavřena plastickým víčkem. Aby se zabránilo nechtěnému otevření krabiček při přepravě a manipulaci, zajišťují se vhodným způsobem, např. přelepením lepicí páskou.

Intervaly jednotlivých odběrů se liší, závisí na požadovaném rozlišení a přesnosti zmapování zpracovávaného profilu. Dostatečnou četnost a zároveň detailnost zajistí 5 cm intervaly. V případě potřeby vyššího rozlišení se intervaly mohou zkracovat.

1.6.2 Metody analytických zpracování vzorků

Obecně lze při laboratorním zpracování nezpevněných sedimentů použít několik analytických postupů, např. stanovení množství celkového organického uhlíku, feromagnetických kovů, uhličitanu vápenatého a dalších. Konkrétní metoda se volí podle dostupnosti přístrojů a hlavně podle účelu, ke kterému se rozbor provádí. Obvykle se využívá současně více metod, aby bylo dosaženo co nejpřesnějších výsledků.

Poměrně novou metodou je analýza spraší a fosilních půd pomocí magnetické susceptibility. Křivka magnetické susceptibility se mění v závislosti na hloubce odebraného vzorku, resp. stáří vzorku, a zejména na mineralogickém a geochemickém složení, a odráží tak klimatické podmínky během ukládání spraší nebo následného vzniku půd. [7]

1.7 Metoda měření magnetické susceptibility

K definování výrazu magnetická susceptibilita je potřeba objasnit některé výrazy z oblasti teorie magnetického pole.

Pohybující se elektron (příp. neutron) se chová jako elektromagnet, a proto mu přísluší určitý magnetický moment. Vektorovým součtem magnetických momentů všech elektronů a nukleonů dané molekuly lze získat celkový magnetický moment molekuly. Magnetické momenty elektronových párů (dvojic elektronů v jednom orbitalu) se navzájem ruší, protože mají stejnou velikost, ale opačný směr. K celkovému magnetickému momentu molekuly tedy

přispívají pouze nepárové elektrony. Obdobně se projeví i nepárové protony či neutrony v jádře. Tento magnetický moment se nazývá permanentní.

Vedle permanentního magnetického momentu u látky vzniká tzv. indukovaný magnetický moment, pokud je látka vystavena účinkům vnějšího magnetického pole. Indukovaný magnetický moment je úměrný intenzitě magnetického pole a koeficientem úměrnosti je magnetická susceptibilita κ [13]

Podle chování ve vnějším magnetickém poli se látky dělí na tři skupiny:

- Paramagnetické látky – mají výsledný magnetický moment atomů nenulový, ale vzhledem k jejich neuspořádanosti jsou nemagnetické. Vložením do vnějšího magnetického pole se jednak vytvoří přídavné indukované momenty, hlavně ale dojde k orientaci výsledných magnetických momentů atomů do směru vnějšího pole, proto je vnější magnetické pole mírně zesíleno. Magnetická susceptibilita paramagnetických látek je $\kappa > 0$.
- Diamagnetické látky – mají výsledný magnetický moment atomů nulový. Účinkem vnějšího magnetického pole se vytvoří přídavné indukované momenty, které jsou orientovány proti směru vnějšího pole a výsledné magnetické pole je mírně zeslabeno. Magnetická susceptibilita diamagnetických látek je $\kappa < 0$.
- Feromagnetické látky – mají jinou strukturu než paramagnetické nebo diamagnetické látky. Obsahují tzv. domény, v nichž jsou výsledné magnetické momenty atomů zorientovány, ale orientace domén navzájem je neuspořádaná. Vložením do vnějšího magnetického pole dochází postupně k orientaci sousedních domén do jednoho směru, k orientaci výsledného směru do směru vnějšího pole, čímž se intenzita vnějšího magnetického pole značně zvýší. Magnetická susceptibilita feromagnetických látek je $\kappa \gg 0$.

Magnetická susceptibilita fosilních půd se liší od magnetické susceptibility spraší. Spraše vykazují vyšší hodnoty, tzn. že vyšší hodnoty magnetické susceptibility odpovídají chladným a zároveň suchým obdobím, zatímco fosilním půdám odpovídají hodnoty nižší a odrážejí tedy teplé klimatické podmínky s vyšší vlhkostí. V teplém období dochází k pozvolnému rozkladu feromagnetických minerálů obsažených ve spraších, které provázejí tvorbu půd.[15]

2 CÍLE DIPLOMOVÉ PRÁCE

Cílem této diplomové práce je navázání na předchozí výzkumy spraší v oblasti jižní Sibíře a jejich rozšíření o doplňující analýzy. Tyto doplňující analýzy byly provedeny u vzorků odebraných z půdního profilu iskitimské lokality. Dále byly, za účelem rekonstrukce klimatu a pro srovnání s iskitimskou oblastí, odebrány vzorky z oblasti Krasnogorskoje. Tato oblast se rozkládá zhruba 500 km jižně od oblasti Iskitim. Vzorky spraší a fosilních půd z těchto oblastí stratigraficky detailně pokrývají celý pozdní glaciál (74 – 10 000 let BP), poslední dobu meziledovou (130 – 74 000 let BP) a část doby ledové (150 – 130 000 let BP). Velký význam těchto sibiřských lokalit spočívá v jejich geografické poloze. Sibiřské sprašové pásmo tvoří spojnici mezi evropskými a čínskými sprašovými sedimenty, což umožňuje posouzení vzájemné korelace. Další podstatnou vlastností sibiřských spraší je jejich reflexe klimatických a environmentálních změn, jak v regionálním, tak v globálním měřítku. Tyto změny se intenzivněji projevují v kontinentálním prostředí.

Hlavním cílem diplomové práce je studium přírodních a klimatických změn v pozdním pleistocénu na jižní Sibíři. Podstatou studia je laboratorní rozbor vzorků spraší a fosilních půd z oblasti Krasnogorskoje. Analýza je prováděna metodou měření magnetické susceptibility, která poskytuje nejcitlivější paleoklimatické a environmentální proxy data.

Naměřené výsledky budou posouzeny z lokálního hlediska a budou srovnávány s výsledky rozborů sprašových vrstev z oblasti Iskitim. Zároveň bude přihlédnuto k etapám hlubokomořského záznamu izotopu O^{18} (OIS) a posouzen globální význam studované oblasti.

3 METODIKA

3.1 Sběr a popis analyzovaného materiálu

Při sběru vzorků byla dodržována obvyklá pravidla. Nejdříve byla stěna studovaného profilu kolmo začištěna, poté byla odstraněna vegetace a svrchní vrstva půdy. Samotný odběr byl prováděn tak, že plastické krabičky o objemu 7,4cm, byly do stěny zatloukány pryžovým kladívkem v pětacentimetrových intervalech. Krabičky byly řádně popsány a po vyjmutí ze stěny byla každá opatřena víčkem.

Celkem bylo odebráno 330 vzorků spraší a fosilních půd, což odpovídá hloubce profilu 24,8 m. Od hloubky 7,5 m byly intervaly odběru rozšířeny na 10 cm z důvodu nedostatečného množství plastických krabiček.

3.2 Analýza vzorků

3.2.1 Výběr analytické metody

Spraše a fosilní půdy byly analyzovány na základě intenzity magnetické susceptibility jednotlivých vzorků. Metoda byla zvolena pro svou velkou citlivost vůči environmentálním a klimatickým změnám a pro jednoduchý analytický postup.

3.2.2 Popis měřicího přístroje

K měření magnetické susceptibility bylo použito přístroje Kappabridge KLY-3, který je vyráběn firmou AGICO.

Přístroj Kappabridge KLY-3 se skládá ze sběrného zařízení a regulační jednotky spojené s osobním počítačem VIA RS-232 C. V současné době reprezentuje jeden z nejpřesnějších plně automatických systémů.

Pracuje na principu AC můstků tzv. transformačního typu. Před vlastním měřením je parazitní signál způsobený teplotním driftem cívky kompenzován vyrovnávacím signálem. Po

vložení vzorku do měřicí cívky se výsledný signál změní se změnou indukčnosti cívky, která je úměrná magnetické susceptibilitě vzorku.

Naměřené výsledky jsou zpracovávány v programu SUMEAN. Je možné s nimi dále pracovat buď přímo v programu SUMEAN nebo je možné je dále zpracovávat, např. v programu EXCEL.

3.2.3 Postup měření

Než bylo započato měření bylo zapotřebí zbavit se všech kovových předmětů na rukou, protože by mohly rušit magnetické pole cívky, tudíž i vlastní stanovení (měření).

Po zapnutí přístroje a spuštění programu SUMEAN bylo nutné nejprve zadat příslušné číslo měřeného vzorku. Následoval zvukový signál, po kterém byl vzorek, umístěný v měrné nádobce, vložen do sběrné jednotky přístroje. Po uložení vzorku do sběrné jednotky bylo nutné se od přístroje vzdálit, aby se předešlo narušení magnetického pole měrné cívky. Další zvukový signál oznámil ukončení měření. Poté bylo možno vyjmout vzorek ze sběrné jednotky. Následovala krátká prodleva, po které se program automaticky nastavil na další zadávání vzorků a měření.

Velkou předností tohoto přístroje (Kappabridge KLY-3) byl nedestruktivní postup analýzy. Vzorky byly zachovány v původní podobě i množství. Mohou tudíž sloužit k dalším analýzám.

3.2.4 Zpracování naměřených dat

Data získaná programem SUMEAN byla převedena do programu EXCEL, kde je jejich úprava snadnější a přehlednější. Velikou výhodou programu EXCEL je možnost grafického znázornění výsledků. Vzhledem k tomu, že zpracování bylo zaměřeno na grafickou podobu, bylo dále pracováno v programu EXCEL. V tomto programu byla vytvořena grafická závislost magnetické susceptibility na hloubce studovaného profilu s vyznačením jednotlivých etap hlubokomořského záznamu izotopu kyslíku O^{18} .

4 VÝSLEDKY ANALÝZY

4.1 Rekonstrukce klimatu v pozdním pleistocénu lokality Iskitim

Na vzorcích spraší a fosilních půd z oblasti Iskitim byly provedeny doplňující analýzy, které přispívají k detailnějšímu popisu půdního profilu, přestože se jedná pouze o proxy data. Půdní profil (obr.1.) byl rozdělen na dolní (od 20 do 7 metrů) a horní (od 7 do 0 metrů). Doplňující analýzy zahrnují měření průměrné zrnitosti částic (median grain size), poměru frakcí (gs ratio), procentuální zastoupení písčité frakce (sand %), procentuální zastoupení hlinité frakce (clay %) a procentuální zastoupení karbonátů (CaCO_3 %).

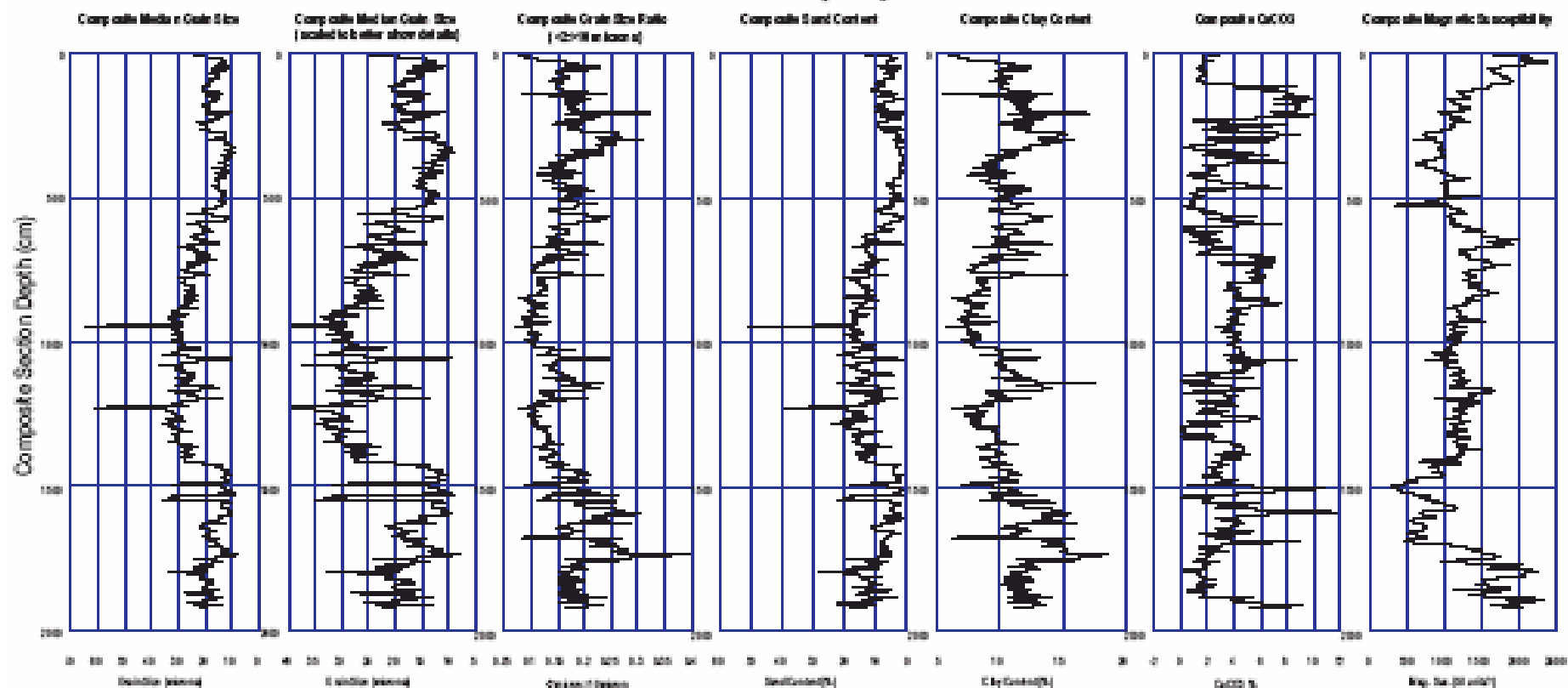
Nejdříve se soustředím na popis jednotlivých grafů, poté bude následovat celkové zhodnocení a vysvětlení vzájemných souvislostí z hlediska rozdělení do jednotlivých etap hlubokomořského záznamu izotopu kyslíku O^{18} (OIS).

Průměrná zrnitost (Composite Median Grain Size) klesá v teplých obdobích a naopak roste v obdobích chladných. Je to dáno tím, že v teplých obdobích dosahuje činnost větru nízké intenzity, proto jsou unášena pouze malá zrnka. V těchto obdobích zároveň dochází k tvorbě půd. Na rozdíl od chladných období kdy činnost větru dosahuje vysoké intenzity a je tudíž schopen unášet větší zrnka a větší objem materiálu. Pro tyto období je naopak charakteristická tvorba spraší, které dosahují různé mocnosti. Mezi 19 a 17metrem půdního profilu je patrná snížená zrnitost. Další výrazný pokles je patrný v hloubce mezi 12 až 10,5 metrem, což indikuje přítomnost půd (teplá období). K mírným vzestupům dochází v hloubkách 18, 15 a 15,5 metrů. Výrazné nárůsty jsou patrné v hloubkách 12,5 a 9,5 metrů, kde se tvořily sprašové vrstvy (chladná období). Zbývající hmota je tvořena povětšinou sprašemi. V horní vrstvě půdního profilu jsou patrné výraznější nárůsty zrnitosti v hloubkách 6,5 až 5,5 metrů, dále v hloubkách 2,5 metrů a na povrchu. Na druhou stranu výraznější pokles je patrný v hloubkách okolo 6,5 a 5,7 metrů. Dále v hloubkách mezi 4 až 3 metry a v hloubce okolo 2 metrů.

Následující dva grafy znázorňují křivky poměrů frakcí (gs ratio). Křivky jsou tvořeny poměrem hodnot částic s menší a větší zrnitostí ($< 2 \mu\text{m}$; $> 10 \mu\text{m}$).

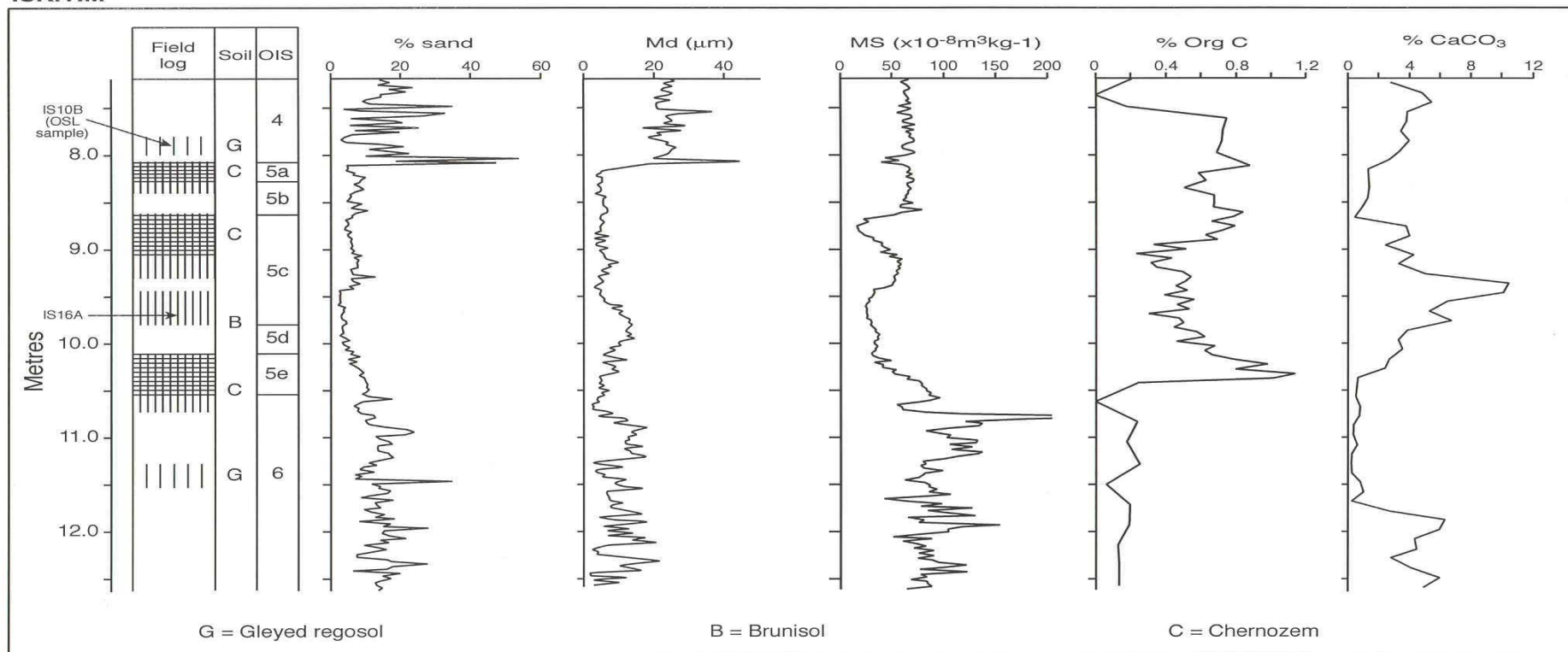
Čtvrtý graf znázorňuje procentuální zastoupení písčité frakce (Composite Sand Content). Sedimentace písku převažuje v chladných obdobích vlivem silných větrů, v jejichž důsledku dochází k transportu větších zrněk, ve větším množství a na delší vzdálenost.

ISKITIM SECTION, SW SIBERIA Paleoclimate proxy data



Obr.1. Paleoklimatická proxy data pro lokalitu Iskitim

ISKITIM



Obr. 2. Klimatická proxy data (zrnitost, magnetická susceptibilita, obsah karbonátů a organického vápníku) z profilu Iskitim (posledního interglaciálu, OIS 5) s korelací pohřbených půd (vlevo).

Z grafu je patrné, že výraznějších nárůstů ve spodní části půdního profilu je dosaženo v hloubkách okolo 18 a 15 metrů. Markantní nárůst můžeme pozorovat v hloubkách 12,5 a 9,5 metrů. Naopak téměř žádný výskyt písku můžeme pozorovat v 16 metrech a v 10,5 metrech. V horní sekci narůstá objem písčité frakce v hloubkách 6,5 až 5,5 metrů, v hloubce 2,5 metrů a na povrchu. Minimální výskyt je lokalizován v hloubkách 6,5 metrů a v intervalu od 4 do 3 metrů.

Na pátém grafu je vyobrazeno procentuální zastoupení hlinité frakce (Composite Clay Content). Hlinité frakce převažují v teplých obdobích s nízkou větrnou aktivitou. K vysokým nárůstům dochází v okolí 17 a 16 metru, potom mezi 11,5 a 10 metrem a nakonec v intervalu mezi 8 a 7. Úbytky jsou patrné okolo 17 metru, dále v hloubce 15, 12,5, 9,5 a 8,5 metru dolního profilu. V horní sekci je patrný nárůst v 6,5, 5,5, 3 a 2 metrech. Patrnější úbytky jsou zřetelné v hloubce 1,5 metru a na povrchu.

Na šestém grafu je znázorněno procentuální zastoupení karbonátů (Composite CaCO_3). Nárůst karbonátů je spojen s tvorbou půd, dochází k němu tedy v teplých obdobích. Karbonáty se hromadí ve spodních vrstvách půd. Do spodních vrstev přecházejí vyluhováním v důsledku dešťových srážek. Veliké nárůsty hodnot jsou viditelné v hloubkách 19, 17, 16, 15, 11 metrů. Mírnější nárůsty jsou patrné okolo 14, 13, 11,5 a 9 metrů. Nízké hodnoty se vyskytují okolo 18, 15,5, 13 a 12 až 11 metrů v dolní vrstvě půdního profilu. V horní vrstvě dochází k nárůstu v 5,9, 4,5, 3,5, 3, 2,5, 2 metry a v intervalu 2 až 1 metr. Téměř žádné karbonáty se nevyskytují v hloubkách kolem 6, 5,3, 4,3, 3,3, 2,3 metrů.

Na posledním grafu můžeme vidět křivku magnetické susceptibility. V hloubce od 19 do 18 metrů je patrná silná vrstva koluviálních spraší. Od 17 do 14 metru můžeme pozorovat pravidelné střídání půdních a sprašových komplexů. Ve střední části (hloubka od 14 do 6 metrů), jak je z grafu dobře viditelné, probíhala sedimentace v této části nerušeně. Střední část je tvořena sprašovou vrstvou. V hloubce od 6 do 3 metrů opět pozorujeme pravidelné střídání

sprašových a půdních vrstev, které v hloubce 3 metrů přechází v silnou sprašovou vrstvu. Tato vrstva plynule přechází v půdní komplex sahající až k povrchu.

4.2 Chronologická interpretace

V hloubkovém rozmezí 19 – 17 metrů (OIS 6, 150 – 130 000 let BP) jsou patrné nižší kolísavé hodnoty průměrné zrnitosti, tomu odpovídají kolísavé hodnoty písčité a hlinité frakce, což je dáno částečně splaveným (lokálně přemístěným) charakterem původního eolického sedimentu. U karbonátů je patrný nárůst kolem 19 metru, což zhruba odpovídá tvorbě půd, jak je patrné z grafu magnetické susceptibility.

Hloubkový profil o rozmezí 17 – 14 metrů odpovídá OIS 5 (130 – 74 000 let BP). V této fázi jsou dobře viditelné dva výraznější nárůsty zrnitosti s nimiž koreluje nárůst písčité frakce a naopak úbytek frakce hlinité. Dva největší přírůstky karbonátů reflektují nárůst hlinité frakce a zároveň poklesy zrnitosti. Z grafu magnetické susceptibility je též patrná půdní tvorba zhruba okolo 15 metru.

OIS 4 (74 – 50 000 let BP) se shoduje s hloubkovým profilem o rozmezí 14 – 6 metrů. V tomto hloubkovém profilu jsou zřetelné dva vysoké nárůsty a zároveň výrazné poklesy zrnitosti. Tyto výkyvy reflektují nárůst písčité resp. hlinité frakce, spojené s nárůstem karbonátů. V grafu magnetické susceptibility je též patrné pravidelné střídání sprašových vrstev s vrstvami fosilních půd. Sprašové vrstvy odpovídají vysokým hodnotám průměrných zrnitostí. Nízké hodnoty průměrných zrnitostí zase korelují s tvorbou půd.

OIS 3 (50 – 24 000 let BP) reprezentuje hloubkový profil od 6 do 2,5 metrů. V tomto intervalu nejsou patrné takové velké výkyvy jako v OIS 4, až na oblast okolo 5,5 metrů, kde je jasně viditelný pokles a následný nárůst zrnitosti, což odpovídá v grafu magnetické susceptibility výrazné půdní vrstvě resp. vrstvě sprašové.

OIS 2 (24 – 10 000 let BP) je totožná s hloubkovým profilem od 2,5 do 1,5 metrů. V této fázi také nedochází k výraznějším výkyvům. Za zmínku stojí větší výskyt karbonátů v hloubce mezi 1,5 – 2 metry. Tento výskyt koreluje s půdní vrstvou dobře viditelnou v grafu magnetické susceptibility.

OIS 1 (10 000 let BP - dnešek) odpovídá hloubkovému profilu od 0,5 až 0 metru. V této vrstvě je patrný výrazný nárůst průměrné zrnitosti, tudíž i písčité frakce. Naopak karbonátů se zde vyskytuje minimum. Magnetická susceptibilita vykazuje vyšší hodnoty.

5 SROVNÁNÍ STRATIGRAFICKÉHO PROFILU ISKITIMI S KLÍČOVÝMI LOKALITAMI JIŽNÍ SIBIŘE

5.1 Krasnogorskoje (Altajská rovina)

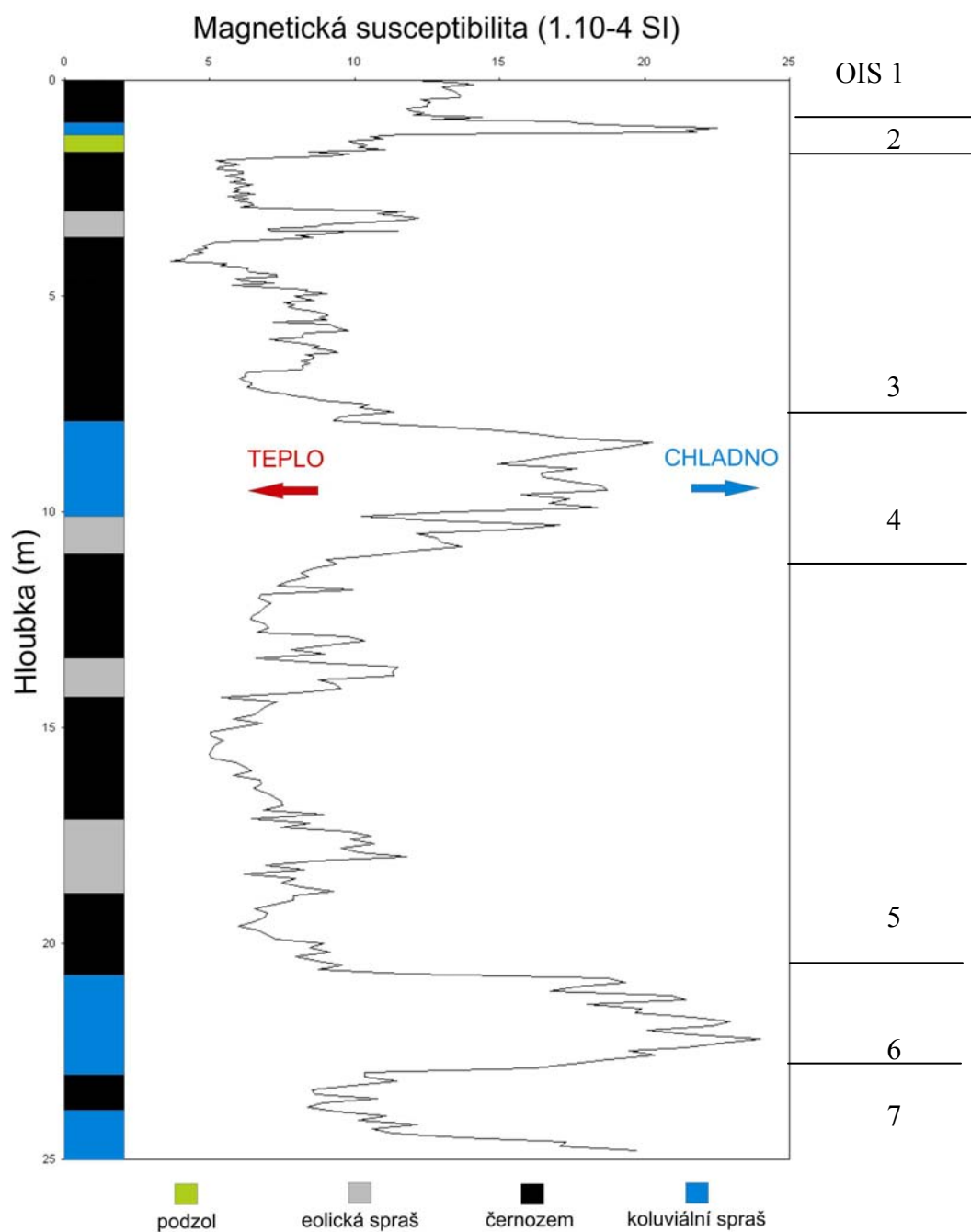
Oblast Iskitim se nachází v jižní části novosibiřské oblasti na severu vysočiny Priobie, asi 45 km jižně od města Novosibirsk (55,0° s.š., 82,2° v.š.). Lokalita Krasnogorskoje se rozkládá zhruba 500 km jižně od lokality Iskitim v jižní části Altajské roviny.

5.1.1 Popis profilu

Výsledky měření magnetické susceptibility vzorků spraší a fosilních půd bylo prováděno na přístroji Kappabridge KLY-3. Výsledky jsou uvedeny v tabulkách (Tab.1.). Grafické znázornění závislosti magnetické susceptibility na hloubce odebraných vzorků je na obrázku (obr. X). Profil je zároveň rozdělen na jednotlivé etapy hlubokomořského záznamu izotopu kyslíku O^{18} (OIS).

Celkový profil zasahuje do hloubky 24,8 metrů. Ve spodní části, která odpovídá OIS 7, je patrná vrstva fosilní půdy. V OIS 6, odpovídající hloubce 23 až 20,5 metrů, je rozpoznatelná silná vrstva spraší. Dále je jasně viditelné pravidelné střídání půdních a sprašových komplexů (OIS 5) v hloubkovém intervalu od 20 do 10 metrů, který opět přechází ve výrazný sprašový útvar (OIS 4). V hloubce od 7,5 do 2,5 metrů je dobře rozeznatelný půdní komplex, který je přerušen v intervalu 3 až 4 metrů vrstvou spraší (OIS 3). Třetí nejvýraznější sprašová vrstva je v hloubce 1 až 2 metrů (OIS 2). V OIS 1 se nachází vrstva fosilní půdy, která zasahuje do hloubky 1 metru od povrchu.

Z průběhu křivek jsou patrná období teplá a chladná (klimatické výkyvy prvního řádu), ale i interstadiály a oscilace (výkyvy druhého a třetího řádu). Šipky v grafech znázorňují závislost magnetické susceptibility na klimatických změnách. Šipka vpravo ukazuje na vzrůstající hodnotu magnetické susceptibility (klesá teplota, doba ledová). Šipka vlevo naopak ukazuje, že s klesající hodnotou magnetické susceptibility teplota roste (doba meziledová).



Obr. 3 . Graf

závislosti magnetické susceptibility spraší, resp. fosilních půd
na hloubce odebraného vzorku

5.1.2 Pedostratigrafie

Následující část je zaměřena na uložení spraší a fosilních půd v etapě OIS 5, v poslední době meziledové, na kterou se tato práce zaměřuje.

Z pedostratigrafického pohledu je etapa OIS 5 z lokality Krasnogorskoje tvořena třemi vyvinutými fosilními půdami, které leží mezi sprašovými vrstvami, a je překryta počátečními půdami ranného posledního glaciálu (OIS 4). Spodní černozem je charakterizována tmavě šedým humózním horizontem A a hnědým půdním horizontem B. Dále je tvořena horizontem Ca (světle žlutohnědý, jemný jíl) a horizontem C (jemný, světle žlutý). Svrchní část fosilní půdy je částečně narušena biogenními procesy a kryogenní aktivitou. Pod fosilními půdami leží silná vrstva koluviálních sprašových sedimentů (OIS 6). Spodní černozem je od střední černozemě oddělena vrstvou světle žlutohnědé spraše.

Ve střední (nejvíce vyvinuté) části se rozprostírá druhá černozem, která se skládá z organického horizontu A, minerálního horizontu B a Ca horizontu. Podobně jako v předchozím případě je horní část půdního profilu rozrušena krotovinami a obsahuje fragmenty dřevěného uhlí.

Horní část interglaciálního pedokomplexu obsahuje třetí nejméně vyvinutou černozemní půdu. Tato půda je viditelně oddělena od druhé černozemě vrstvou světle žluté spraše. Půda je tvořena hlinitým organickým horizontem A s rozrušeným povrchem v důsledku solifikace.

5.2 Kurtak

5.2.1 Fyziografie

Oblast Kurtak se rozkládá na jihovýchodní Sibiři (54° s.š., 92° v.d.). Klíčový, 35 m profil u lokality Kurtak, blízko geografického centra Asie, leží v nadmořské výšce 250 m. Oblast se rozkládá na severním úbočí řeky Jenisej uvnitř Severní Minusinské pánve. Altajsko-sajanské pohoří na západě, pohoří Východní Sayan a horské pásmo Tanu Ola na východě a jihu izolují oblast Kurtak od jižních klimatických vlivů.

5.2.2 Sprašové zdroje

Kurtak je situován uvnitř horského pásma, kde byla zaznamenána přítomnost alpských ledovců během posledního zalednění, ačkoli žádný z nich přímo nezasáhl do oblasti horního a středního Jeniseje. Není žádný záznam o přítomnosti ledovců ve sprašové náhorní plošině.

Spraše na ruské vytváří vrstvu, která pokrývá oblast o rozloze přes 1 milion km². Pocházejí ze severních alluviálních a lacustrinových rovin, které se vytvářely postupujícími a ustupujícími pohyby ledových tabulí pleistocénu. V Kurtaku se spraše vyskytují podél teras řeky Jenisej. Svůj primární geologický původ mají v místním skalnatém podloží oblasti horské oblasti horního toku Jeniseje.

5.2.3 Klima

Podle Kappen – Geigerova klimatického klasifikačního systému je na Kurtaku tzv. Dwc klima, což znamená klima subarktické, kontinentální se suchými zimami a chladným létem.

Srážková a teplotní data pro Sibiřskou oblast vycházejí z dat naměřených v blízkých velkých městech. Průměrné, množství srážek v Krasnojarsku, který leží zhruba 100 km severovýchodně od Kurtaku, je okolo 490 mm. Většina srážek spadne během letních měsíců. Průměrná teplota v lednu a červenci je - 17°C respektive 18°C. Oblast Kurtak se nachází na aktivním permafrostu.

5.2.4 Stratigrafický profil Kurtak

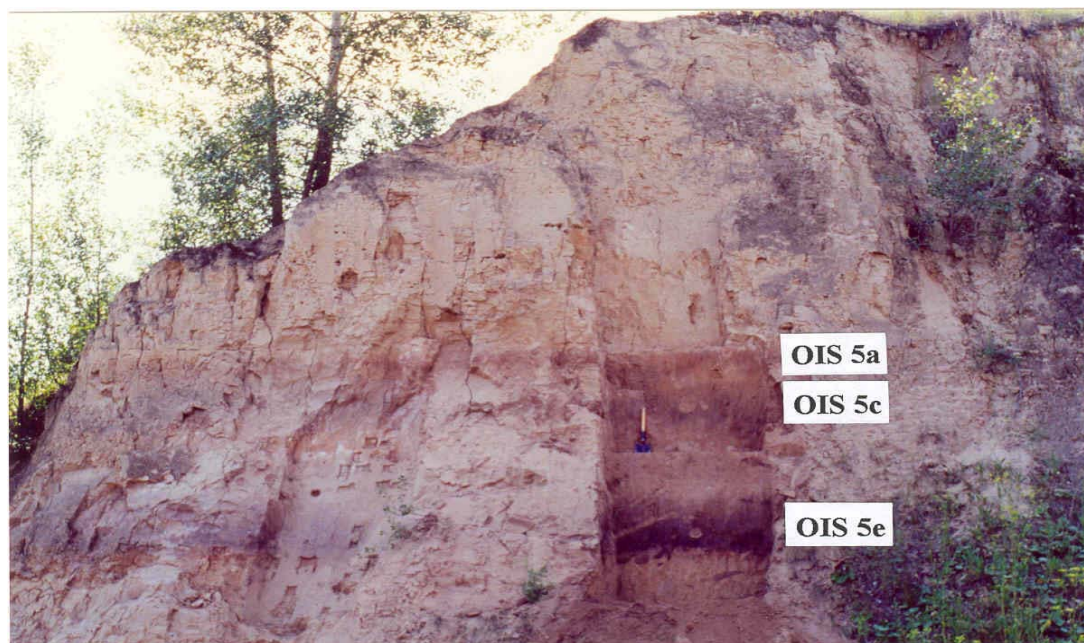
Markantním znakem kurtakské pedostratigrafie jsou relativně slabé hnědozemě a iniciální (regosolní) půdy, které jsou přítomny v horní části isotopové fáze kyslíku (Oxygen Isotope Stage) OIS 4 a dolní části OIS 2. Nebylo zaznamenáno méně jak sedm půd v

OIS 2.

Fosilní půda (paleosol) reprezentující OIS 3 je složen ze dvou druhů půd. Z hnědozemí překrývajícího pás černozemě a stejné tloušťce a udávajícího intenzitu

kryoturbace (pozdější paleosol datovaná ^{14}C). Nižší půda je lépe rozvinutá než půda horní. Horní půda může pronikat skrz písčový matečný materiál a spojovat se s nižší černozemí během období nízkého prachového ukládání a klimatického zlepšení.

Nejlépe rozvinutá půda na Kurtaku během poslední doby meziledové je Černozem lokalizovaná v hloubkách okolo 20 m. Pod touto vrstvou se nachází spraše a hnědozem možná ukazuje na počátek poslední doby meziledové. Černozem reprezentuje přechod k více kontinentálnímu klimatu s vyššími letními teplotami (stejnými jako v současnosti).[13]



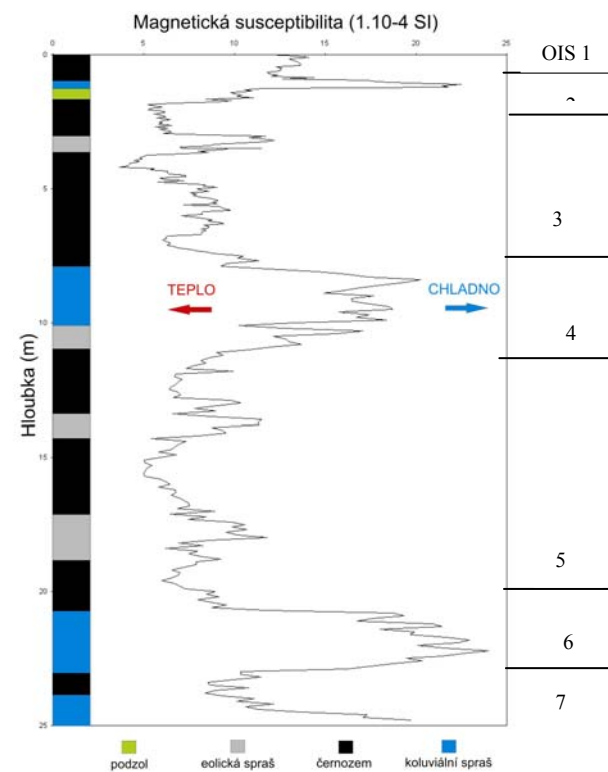
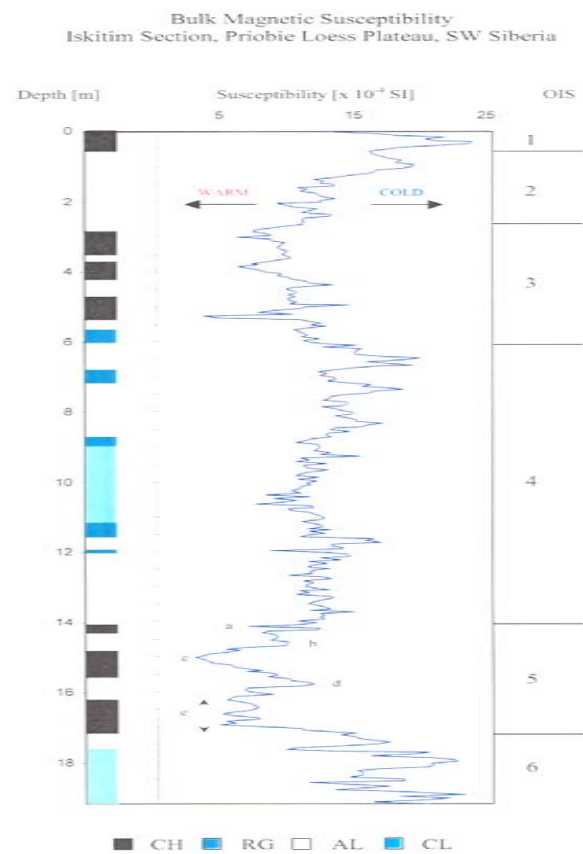
Obr. 4. Celkový pohled na pedokomplex poslední doby meziledové s vyvinutými černozeměmi fázi OIS 5e, 5c, 5a, odpovídající období cca. 125 000 let, 110 000 let a 75 000 let.



Obr. 5. Mapa s lokací studovaných lokalit (Iskitim) a rozšířením spraší v lesostepní oblasti jižní Sibiře.

5.3 Srovnání stratigrafických profilů Iskitim a Krasnogorskoje

Tyto oblasti (spolu s Aljaškou) jsou celosvětově unikátní tím, že signál magnetické susceptibility je velice detailní. Nikde jinde na světě není možno získat tak detailní půdní profil, což nám umožňuje pochopit klimatické pochody v minulosti a co je velice důležité, můžeme z nich vycházet při odhadu budoucích klimatických změn. Tento přínos je nezanedbatelný, vzhledem k tomu jak počasí čím dál více ovlivňuje život na Zemi. Ještě jedna zvláštnost je charakteristická pro tyto oblasti. Klimatický signál je opačný než ve většině sprašových oblastech Eurasie, avšak totožný se magnetickým signálem spraší na Aljašce. Je to dáno přítomností feromagnetických látek (např. feromagnetitu, magnetitu), které jsou uloženy v geologických vrstvách následně erodovaných ledovcem.



Obr. 6. Stratigrafické profily z oblastí Iskitim a Krasnogorskoje

OIS 6 (150 – 130 000 let BP). Průběh v této fázi byl v obou oblastech zhruba stejný. Z grafů jsou patrné vysoké hodnoty magnetické susceptibility, tudíž docházelo k tvorbě spraší.

OIS 5 (130 – 74 000 let BP). V lokalitě Krasnogorskoje je dobře rozpoznatelné pravidelné střídání vrstev fosilních půd a spraší. V Iskitimi signál víceméně kopíruje signál z Krasnogorskoje.

OIS 4 (74 – 50 000 let BP). V této fázi už jsou patrné větší klimatické rozdíly. Zatímco na severu probíhala sedimentace nerušeně (teplé období), na jihu je jasně rozpoznatelná sprašová činnost, která ukazuje na chladné období se zvýšenou větrnou aktivitou.

OIS 3 (50 – 24 000 let BP). Zde už je opět jasně viditelná korelace mezi oběma profily. Opět dochází ke střídání teplých a chladných období.

OIS 2 (24 – 10 000 let BP). V lokalitě Krasnogorskoje pozorujeme výrazný signál oproti iskitimské oblasti, kde nárůst není tak zřetelný, naopak ubývá (půdotvorná činnost).

OIS 1 (10 000 let BP - dnešek.). Z této fáze patrné, že v Iskitimy, která leží více na sever, chladné období přecházelo v období teplé, zatímco v oblasti Krasnogorskoje už k výraznějším výkyvům nedocházelo.

6 ZÁVĚR

Hlavním úkolem této diplomové práce bylo studium spraší a fosilních půd z oblasti jižní Sibíře. Diplomová práce byla zaměřena na lokalitu Krasnogorskoje, doplňující analýzy z oblasti Iskitim a celkové porovnání půdních profilů z těchto oblastí. Tyto lokality poskytují úplný profil pozdního pleistocénu. Spraše z těchto oblastí jsou významné jednak z geografického hlediska, protože vytváří spojnici mezi sprašovými vrstvami čínskými a evropskými. Další předností těchto oblastí je výrazně kontinentální klima. V důsledku toho nebylo ukládání spraší zkresleno oceánskými vlivy.

Vzorky byly odebrány z předem začištěné stěny a dále podrobeny laboratornímu rozboru. Vzorky byly analyzovány metodou měření magnetické susceptibility, která se v posledních letech osvědčila jako velmi přesná, poskytující nejcitlivější paleoklimatické a environmentální data.

Laboratorními výstupy jsou data, jenž jsou v grafické podobě znázorněna jako křivka magnetické susceptibility. Tato křivka reflektuje klimatické podmínky daného regionu v poslední době ledové i meziledové. Křivka magnetické susceptibility byla rozdělena do jednotlivých etap hlubokomořského záznamu izotopu kyslíku O^{18} (OIS) a byla porovnána s křivkami dříve získanými stejnou metodou z lokalit Iskitim a Kurtak. Vzájemným porovnáním byla zjištěna korelace mezi těmito křivkami, z čehož vyplývá, že ve všech třech oblastech byly přibližně stejné klimatické podmínky. Můžeme tedy říct, že během celého posledního interglaciálu i posledního glaciálu se klimatické podmínky na jižní Sibíři nelišily.

Vzhledem k tomu, že dnešní doba meziledová má krátké trvání, nemůžeme s určitostí usuzovat, jestli je vliv lidského faktoru na klimatické změny tak zásadní, jak se všeobecně předpokládá. Z dosavadních výzkumů můžeme vyvozovat, že k přirozenému oteplení dochází již zhruba 10 tisíc let. V důsledku rozvoje průmyslu, dopravy a dalších výhradně lidských činností se samozřejmě lidský faktor podílí na ovlivnění klimatu. Ať už budeme považovat současné globální oteplování za přirozený klimatický vývoj Země či nikoliv, je nutné co nejvíce podporovat ochranu životního prostředí.

SOUHRN / SUMMARY

Cílem práce je studium přírodních a klimatických změn v pozdním pleistocénu na jižní Sibiři. Podstatou studia je laboratorní rozbor vzorků spraší a fosilních půd z oblasti Krasnogorskoje a porovnání tohoto rozboru s již dříve prováděnými rozbory v lokalitě Iskitim. Studia byla prováděna za účelem rekonstrukce klimatu. Analýza je prováděna metodou měření magnetické susceptibility, která poskytuje nejcitlivější paleoklimatické a environmentální proxy data.

Získané výsledky potvrzují vzájemnou korelaci mezi výše zmíněnými oblastmi, z čehož vyplývá, že se během celého posledního interglaciálu i posledního glaciálu klimatické podmínky na jižní Sibiři nelišily.

The aim of this degree work is a research into natural and climatic changes in late pleistocene in Southern Siberia. The gist of the study is a laboratory analysis of samples of loesses and fossil soils from Krasnogorskoje area and the comparison of the analysis with the earlier analyses in Iskitim area. The research was carried out with a view to reconstructing the climate. The analysis is conducted by measuring magnetic susceptibility which provides the most sensitive paleoclimatic and environmental proxy data.

The observed results confirm mutual correlation between the above mentioned areas, which implies that the climatic conditions in Southern Siberia did not change during the last interglacial and glacial periods.

LITERATURA

- [1] Chlachula, J. – Kemp, R. Current Status of Quaternary Research in Siberia. *Journal of Geological Sciences. Athropozoic*, 1999 vol. 23, s 7 – 10.
- [2] Kumpera, O. – Vašíček, Z. *Základy historické geologie a paleontologie*. 1. vyd. Praha: SNTL, 1998. ISBN 04-414-88
- [3] Záruba, O. – Vachtl, J. – Pokorný, M. *Základy geologie a petrologie pro stavební fakulty*. 2. vyd. Praha: SNTL, 1972. ISBN 04-708-79.
- [4] Chlachula, J. – Rutter, N.W. – Evans, M.E. A Late Quaternary Loess – Paleosol Record at Kurtak, Southern Siberia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1997, vol. 34, s. 679 – 686.
- [5] Chlachula, J. The Siberian Loess Record and its Significance for Reconstruction of the Pleistocene Climate Change in North-Central Asia. *Quaternary Science Reviews*, 2001, vol. 21, s. 89 – 107.
- [6] Chlachula, J. Loess- Paleosol Stratigraphy in te Yenisey Basin, Southern Siberia. *Journal of Geological Sciences. Athropozoic*, 1999 vol. 23, s 55 – 70.
- [7] Chlachula, J. – Evans, M.E. - Rutter, N.W. A Magnetic Investigation of a Late Quaternary Loess-/Paleosol Record in Siberia. *Geophysical Journal International*, 1998, vol. 132, s. 399 – 404.
- [8] Damblon, F. – Haesaerts, P. – Pflicht, J.V.D. New Datings and Considerations on the Chronology of Upper Palaeolithic Sites in the Great Eurasian Plain. *Préhistoire Européenne*, 1996, vol. 9, s. 177 – 231.
- [9] Frechen, M. – Yamskikh, A.F. Upper Pleistocene Loess Stratigraphy in the Southern Yenisey Siberia Area. *Journal of Geological Society*, 1999, vol. 156, s. 515 – 525.
- [10] Váňová, D. *Dynamika vývoje klimatu a přírodního prostředí na altajské rovině*. Zlín, 2003. Diplomová práce na Technologické fakultě UTB ve Zlíně. Vedoucí diplomové práce Jiří Chlachula.

- [11] Pausová, J. *Vývoj klimatických změn v poslední době meziledové (130 – 75 ka) na jižní Sibiři*. Zlín, 2000. Diplomová práce na Technologické fakultě Vysokého učení technického v Brně. Vedoucí diplomové práce Jiří Chlachula.
- [12] Dostál, J. – Janáček, Z. *Fyzika*. 3. vyd. Brno: Vysoké učení technické v Brně, 1987.
- [13] Rutter, N.W. – Rokosh, D. - Evans, M.E. – Little, E. C. - Chlachula, J. – Velichko, A. Correlation and interpretation of paleosols and loess across European Russia and Asia over the last interglacial-glacial cycle. *Science Direct*, 2002, s. 101 – 107.

TABULKOVÁ ČÁST

Tab. I. Hodnoty magnetické susceptibility z lokality Krasnogorskoje

Číslo vzorku	Hloubka uložení vzorku [m]	Magnetická susceptibilita [1.10-6 SI]	Číslo vzorku	Hloubka uložení vzorku [m]	Magnetická susceptibilita [1.10-6 SI]
1	0	1197,021	41	2	533,2639
2	0,05	1338,248	42	2,05	524,0588
3	0,1	1409,825	43	2,1	614,1503
4	0,15	1302,003	44	2,15	615,0222
5	0,2	1311,71	45	2,2	555,7349
6	0,25	1343,829	46	2,25	598,7805
7	0,3	1352,951	47	2,3	619,772
8	0,35	1367,123	48	2,35	571,0508
9	0,4	1362,269	49	2,4	647,4471
10	0,45	1225,867	50	2,45	606,6647
11	0,5	1260,336	51	2,5	583,3107
12	0,55	1251,067	52	2,55	601,5756
13	0,6	1251,311	53	2,6	581,9913
14	0,65	1180,69	54	2,65	653,9368
15	0,7	1185,92	55	2,7	560,7903
16	0,75	1239,661	56	2,75	632,8329
17	0,8	1203,225	57	2,8	586,4187
18	0,85	1438,225	58	2,85	643,5804
19	0,9	1265,587	59	2,9	650,6008
20	0,95	1737,59	60	2,95	606,0472
21	1	1779,125	61	3	843,9849
22	1,05	1961,882	62	3,05	1170,217
23	1,1	2249,625	63	3,1	1077,192
24	1,15	2143,092	64	3,15	1145,306
25	1,2	2178,823	65	3,2	1220,551
26	1,25	1164,227	66	3,25	1175,248
27	1,3	1051,722	67	3,3	1037,83
28	1,35	1097,225	68	3,35	890,4822
29	1,4	977,2784	69	3,4	868,11
30	1,45	995,5746	70	3,45	698,6554
31	1,5	1041,009	71a	3,5	711,7883
32	1,55	1012,101	71b	3,5	931,5977
33	1,6	1103,668	71c	3,5	1067,387
34	1,65	840,3156	71d	3,5	1149,146
35	1,7	980,9365	71e	3,5	1097,777
36	1,75	902,9398	71f	3,5	970,2803
37	1,8	659,7456	72	3,55	933,2762
38	1,85	520,7963	73	3,6	797,9131
39	1,9	557,8412	74	3,65	855,5579
40	1,95	603,5216	75	3,7	722,9225

Číslo vzorku	Hloubka uloženého vzorku [m]	Magnetická susceptibilita [$1 \cdot 10^{-6}$ SI]	Číslo vzorku	Hloubka uloženého vzorku [m]	Magnetická susceptibilita [$1 \cdot 10^{-6}$ SI]
76	3,75	520,8217	116	5,75	947,6013
77	3,8	499,2033	117	5,8	976,8512
78	3,85	476,6154	118	5,85	825,7909
79	3,9	490,7868	119	5,9	819,5848
80	3,95	445,0586	120	5,95	822,0048
81	4	478,0156	121	6	707,3202
82	4,05	424,7018	122	6,05	767,3702
83	4,1	421,3212	123	6,1	825,4663
84	4,15	414,1046	124	6,15	879,4761
85	4,2	363,7008	125	6,2	851,7714
86	4,25	559,4221	126	6,25	917,3623
87	4,3	535,7528	127	6,3	942,3004
88	4,35	631,3649	128	6,35	830,1326
89	4,4	630,169	129	6,4	860,5074
90	4,45	637,9263	130	6,45	854,8558
91	4,5	728,9752	131	6,5	816,5675
92	4,55	734,3052	132	6,55	843,7585
93	4,6	588,0353	133	6,6	818,4976
94	4,65	608,6596	134	6,65	821,6929
95	4,7	721,5839	135	6,7	815,0096
96	4,75	577,0142	136	6,75	632,3962
97	4,8	711,1912	137	6,8	619,768
98	4,85	836,4125	138	6,85	623,5614
99	4,9	830,4102	139	6,9	601,5213
100	4,95	902,217	140	6,95	616,1374
101	5	792,7112	141	7	642,4015
102	5,05	817,0379	142	7,05	644,38
103	5,1	860,5565	143	7,1	627,3642
104	5,15	754,8101	144	7,15	668,9043
105	5,2	793,3139	145	7,2	693,0699
106	5,25	770,2961	146	7,25	756,2095
107	5,3	803,262	147	7,3	784,89
108	5,35	858,6597	148	7,35	853,3024
109	5,4	891,8295	149	7,4	878,0147
110	5,45	908,5338	150	7,45	970,2986
111	5,5	878,6553	151	7,5	1048,12
112	5,55	904,8541	152	7,6	1015,629
113	5,6	719,094	153	7,7	1134,156
114	5,65	912,6386	154	7,8	951,7553
115	5,7	926,6245	155	7,9	924,6694

Číslo vzorku	Hloubka uloženého vzorku [m]	Magnetická susceptibilita [$1 \cdot 10^{-6}$ SI]	Číslo vzorku	Hloubka uloženého vzorku [m]	Magnetická susceptibilita [$1 \cdot 10^{-6}$ SI]
156	8	1182,298	196	12	667,8774
157	8,1	1453,333	197	12,1	712,2693
158	8,2	1621,766	198	12,2	687,0002
159	8,3	1733,63	199	12,3	673,5469
160	8,4	2027,075	201	12,4	646,2056
161	8,5	1938,056	202	12,5	638,7596
162	8,6	1812,335	203	12,6	686,4396
163	8,7	1691,56	204	12,7	703,2619
164	8,8	1603,224	205	12,8	663,6086
165	8,9	1491,405	206	12,9	975,033
166	9	1766,173	207	13	1034,375
167	9,1	1644,107	208	13,1	902,9899
168	9,2	1648,223	209	13,2	782,3574
169	9,3	1745,305	210	13,3	895,644
170	9,4	1852,422	211	13,4	660,2826
171	9,5	1872,215	212	13,5	868,2072
172	9,6	1571,948	213	13,6	1148,808
173	9,7	1740,035	214	13,7	1131,445
174	9,8	1669,844	215	13,8	1133,677
175	9,9	1837,043	216	13,9	873,1185
176	10	1331,138	217	14	932,4372
177	10,1	1024,733	218	14,1	951,5367
178	10,2	1264,995	219	14,2	798,0231
179	10,3	1707,968	220	14,3	540,144
180	10,4	1564,428	221	14,4	732,6438
181	10,5	1211,764	222	14,5	697,4885
182	10,6	1284,077	223	14,6	674,5701
183	10,7	1296,737	224	14,7	653,3362
184	10,8	1367,411	225	14,8	580,3318
185	10,9	1198,985	227	14,9	682,6131
186	11	1082,384	228	15	586,5903
187	11,1	901,3614	229	15,1	502,68
188	11,2	936,9028	230	15,2	505,9839
189	11,3	858,8856	231	15,3	546,9445
190	11,4	813,5137	232	15,4	515,9924
191	11,5	839,223	233	15,5	508,934
192	11,6	769,0353	234	15,6	497,0561
193	11,7	733,9094	235	15,7	505,5388
194	11,8	992,7847	236	15,8	586,6135
195	11,9	677,2124	237	15,9	622,3179

Číslo vzorku	Hloubka uloženého vzorku [m]	Magnetická susceptibilita χ [1.10 ⁻⁶ SI]	Číslo vzorku	Hloubka uloženého vzorku [m]	Magnetická susceptibilita χ [1.10 ⁻⁶ SI]
238	16	641,7662	279	20	892,8419
239	16,1	580,029	280	20,1	842,7366
240	16,2	675,1625	281	20,2	913,9206
241	16,3	676,7567	282	20,3	794,9769
242	16,4	650,0683	283	20,4	869,7639
243	16,5	690,4419	284	20,5	955,3688
244	16,6	722,4196	285	20,6	875,1693
245	16,7	749,3011	286	20,7	1174,835
246	16,8	750,7826	287	20,8	1872,349
247	16,9	685,0967	288	20,9	1933,38
248	17	893,9241	289	21	1760,914
249	17,1	642,3643	290	21,1	1674,406
250	17,2	842,8023	291	21,2	2093,661
251	17,3	743,7059	292	21,3	2142,785
252	17,4	982,2981	293	21,4	1801,081
253	17,5	1056,796	294	21,5	1990,47
254	17,6	985,0812	295	21,6	1966,536
255	17,7	1068,045	296	21,7	2167,034
256	17,8	951,9446	297	21,8	2294,073
257	17,9	1010,553	298	21,9	2230,355
258	18	1181,022	299	22	2008,55
260	18,1	860,5639	300	22,1	2153,021
261	18,2	692,4699	301	22,2	2399,9
262	18,3	827,1013	302	22,3	2258,668
263	18,4	617,1107	303	22,4	2144,178
264	18,5	795,7361	304	22,5	1945,527
265	18,6	747,7436	305	22,6	2036,286
266	18,7	813,6431	306	22,7	1876,586
267	18,8	927,1937	307	22,8	1748,831
268	18,9	788,0416	308	22,9	1618,629
269	19	788,3244	309	23	1034,09
270	19,1	720,6946	310	23,1	1034,09
271	19,2	654,9092	311	23,2	1144,912
272	19,3	698,4755	315	23,3	991,1674
273	19,4	689,5007	316	23,4	853,6261
274	19,5	651,7813	317	23,5	862,5229
275	19,6	597,8724	318	23,6	1079,694
276	19,7	670,9857	319	23,7	889,937
277	19,8	696,4172	320	23,8	838,2446
278	19,9	727,3032	321	23,9	938,6276

Číslo vzorku	Hloubka uloženého vzorku [m]	Magnetická susceptibilit a [1.10-6 SI]
322	24	1109,344
323	24,1	1010,864
324	24,2	1216,283
325	24,3	1059,121
326	24,4	1131,063
327	24,5	1366,525
328	24,6	1729,625
329	24,7	1708,219
330	24,8	1977,079

