

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE  
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ



Chemické procesy a degradace půdy erozí na území  
Uralu

PRÁCE

Vedoucí práce: doc. Mgr. Marek Vach, Ph.D.

Bakalant: Buyval Ksenia

2020

# ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

## ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Ksenia Buyval

Krajinářství

Územní technická a správní služba

Název práce

**Chemické procesy a degradace půdy erozí na území Uralu**

Název anglicky

**Chemical processes and soil degradation by erosion in the Ural**

---

Cíle práce

Identifikovat distribuci a hlavní faktory degradace půdy v regionu Uralu, stanovit typy a formy projevů degradace

Metodika

Ve své práci jsem se zaměřila na problematiku eroze, na způsoby různého využívání půdy a s tím související kvalitu půdy, zejména pak na humus.

**Doporučený rozsah práce**

40 stran textu

**Klíčová slova**

půda, eroze, doprava, sedimentace, chemická odolnost, index koroze, procesy tvorby sedimentů

---

**Doporučené zdroje informací**

Erosion and soil properties. B.F. Hajek, D.L. Karlen, B. Lowery, J.F. Power, T.E. Schumacher, E.L. Skidmore, and R.E. Sojka

PHYLLOSILICATES IN THE SEDIMENT-FORMING PROCESSES: WEATHERING, EROSION, TRANSPORTATION, AND DEPOSITION . Jiří KONTA

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ почв. Л.А. Воробьева

ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ/ география, геология, тектоника и геоморфология. Г.Т.-Г. Турикешев, Г.А. Данукалова, Ш.И.Б. Кутушев

---

**Předběžný termín obhajoby**

2019/20 LS – FŽP

**Vedoucí práce**

doc. Mgr. Marek Vach, Ph.D.

**Garantující pracoviště**

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 13. 11. 2019

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 25. 11. 2019

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 21. 02. 2020

**Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci „Chemické procesy a degradace půdy erozí na území Uralu“ vypracovala samostatně. Uvedla jsem všechny literární prameny a informační zdroje, ze kterých jsem čerpala.

Prohlašuji, že tištěná verze se shoduje s verzí odevzdanou přes univerzitní informační systém.

V Praze dne: .....

## Abstrakt

Eroze v současné době představuje celosvětový problém. Ve své práci jsem se zaměřila na zkoumání jejího vlivu na kvalitu půdy, zejména pak na obsah humusu, který je často užíván jako jedno z kritérií při posuzování kvality půdy. Bakalářská práce byla zpracována formou literárního přehledu, v němž jsem udělala průřez toho, jaké výzkumy v této oblasti již byly provedeny

## Abstract

Erosion is currently a global problem. In my work I focused on studying its impact on soil quality, especially on the humus content, which is often used as one of the criteria for assessing soil quality. The bachelor thesis was elaborated in the form of a literary survey in which I made a cross-section of what researches in this area have already been carried out

# OBSAH

1. ÚVOD .....	7
2. Uzemí Ural .....	8
2.1 Geografické umístění a správní rozdělení Sverdlovské oblasti .....	8
2.1.1 Geologie a přírodní zdroje Sverdlovské oblastí .....	9
2.2 Charakteristika Čeljabinské oblasti .....	9
2.3 Klimatické charakteristiky Baškortostánské republiky .....	11
2.3.1 Provincie západní nížiny .....	11
3. Reliéf jako faktor tvorby půdy .....	13
3.1 Vliv reliéfu na erozní procesy .....	14
4. Význam klimatických podmínek v rozvoji erozních procesů .....	18
4.1 Dynamika hlavních klimatických ukazatelů a jejich vliv na povahu erozních procesů v různých přírodních zónách Uralu .....	18
4.2 Erované půdy stepní zóny Trans-Ural a posouzení jejich stavu v důsledku změny klimatu ...	25
5. GEOCHEMICKÉ CHARAKTERISTIKY DISTRIBUCE MAKRO PROSTŘEDKŮ V PŮDĚ 5. NEZEMĚNĚNÝCH KRAJIN STŘEDNÍHO URALŮ (NA PŘÍKLADU REZERVACI "BASEGI") .....	34
5.1 CÍLE A METODY .....	34
5.2 VÝSLEDKY VÝZKUMU .....	35
6. DISKUZE .....	39
6. ZÁVĚR .....	39
7. LITERATURA .....	41

## **1. ÚVOD**

Půda je jednou z hlavních složek přírodního prostředí a její vlastnosti odrážejí komplexní interakce biosféry s litosférou.

Půdní procesy ovlivňují vegetační pokryv a faunu, vytvářejí asociace rostlin a tvoří horní aktivní vrstvu zeměkoule. Půda jako nejdůležitější součást ekosystémů proto vyžaduje pečlivé ošetření.

V současné době má velký význam negativní dopad antropogenního faktoru. Účinek tohoto faktoru na pozadí přirozených nepříznivých podmínek pro vývoj půdy je však výrazně zvýšen. Tento kumulativní vliv podmínek prostředí na úroveň plodnosti se nejjasněji projevuje na příkladu reliéfu, který je v oblasti Uralu velmi rozmanitý. Tento problém se v souvislosti s vývojem erozních procesů v současnosti studuje.

## 2.Uzemí Ural

Federální okres Ural byl vytvořen 13. května 2000 a zahrnuje 6 subjektů Ruské federace: 4 regiony (Sverdlovsk, Čeljabinsk, Kurgan, Tyumen) a 2 autonomní okruhy, které jsou součástí Tyumenského regionu (Chantymansijský-Jugra, Yamalo-Nenetsky). Celková plocha federálního okruhu Ural je 1818,49 tis. km<sup>2</sup>, což je téměř 11% rozlohy Ruské federace (RF) .

Federální okres Ural má příznivé hospodářské a geografické postavení na křižovatce dvou částí světa-Evropy a Asie, které se liší svými přírodními a ekonomickými podmínkami, činí z něj jednu z nejbohatších oblastí na nerosty a suroviny (Oficiální stránka zplnomocněného prezidenta Ruska ve federální oblasti Uralu).

Obr. 1 Federální okres Ural



Téměř 2 000 kilometrů mohutné pohoří Ural rozdělilo Rusko na dvě části menší evropskou a rozsáhlejší sibiřskou, bylo po staletí „hraniční zdí“, která neumožňovala slovanským národům rozšíření na východ.

Složitá geologická struktura Uralu způsobila výjimečné bohatství a rozmanitost jeho zdrojů. Základem ekonomiky je palivový a energetický komplex, založený na nejbohatších zásobách ropy a plynu v Rusku. Západosibiřská ropná pánve a plynárenská provincie se řadí na druhé místo ve světě v zásobách ropy, hned po jedinečné pánvi v oblasti Perského zálivu.

Zásoby ropy a plynu na takových územích jako jsou Urengoy, Jamburg, Surgut, Nižnevartovsk dostávají federální okres Ural na seznam světových lídrů.

### 2.1 Geografické umístění a správní rozdělení Sverdlovské oblasti

Sverdlovská oblast se nachází uvnitř euroasijského kontinentu v čtvrtém časovém pásmu na křižovatce dvou částí světa tedy Evropy a Asie, na hranice pohoří Ural (severního a středního Uralu) a také východoevropské a západní Sibiřské pláň. Délka území od západu k východu je cca 560 km a od severu k jihu cca 660 kilometrů. Rozloha Sverdlovské oblasti je 194,3 tisíc km<sup>2</sup>. Územím navíc prochází hranice mezi Evropou a Asií.



Hranice Sverdlovské oblasti na jihu – s Kurganskou oblastí, s Čeljabinskou oblastí a Republikou Baškortostán, na západě s Permským krajem, na severozápadě s Komickou republikou, na severovýchodě s Chantymansijským autonomním okruhem a na východě s Tyumenskou oblastí.

Vládne zde kontinentální klima, což znamená průměrná lednová teplota od -16 do -20°C, průměrná teplota v červenci od 16 do 19°C. Počet srážek cca 500 milimetrů za rok. K prvnímu lednu 2017 se počet obyvatel Sverdlovské oblasti vyšplhal na 4 329,3 tisíc obyvatel. Sverdlovský kraj má pátý největší počet obyvatel mezi subjekty Ruské federace. Průměrná hustota obyvatelstva je 22,2 osob na kilometr čtvereční.

Největší města Sverdlovské oblasti k prvnímu lednu 2017 jsou Jekatěrinburg s 1363,8 tisíci lidmi, Nižný Tagil s 374,5 tisíci lidmi, Kamensk-Uralsky s 181,6 tisíci lidmi, Pervouralsk s 159,2 tisíci lidmi, Azbest s 102,7 tisíci lidmi, Serov s 100,3 tisíci lidmi. Celkem se tedy v regionu nachází 30 okresů, 47 měst, 26 osad městského typu a 1 837 venkovských osad (Oficiální stránka vlády Sverdlovské oblasti).

### 2.1.1 Geologie a přírodní zdroje Sverdlovské oblasti

Sverdlovská oblast je jedním z největších a nejdůležitějších regionů v Rusku s prokázanými zásobami, různých užitečných minerálních zdrojů. Tato oblast patří k nejstarším hornickým oblastem. V současné době je základnou minerálních zdrojů právě Sverdlovská oblast, poskytuje významnou část produkce v Rusku (vanad, bauxit, chryzotil-azbest, železná ruda a žaruvzdorná hlína). Dále poskytuje významné zásoby niklových rud, drahých kovů, minerálů, nekovových surovin pro metalurgii, kamenných surovin, minerálních a čerstvých podzemních voda a prakticky neomezené zásoby stavebních materiálů.

Existují zde ložiska tvrdého a hnědého uhlí, chromitů, manganu a také určité vyhlídky na objevování ložisek ropy a plynu. Významnou rezervou nerostných surovin jsou umělé útvary. V Sverdlovské oblasti bylo vzato v úvahu 188 objektů s celkovým objemem odpadu, asi 8,5 miliardy tun, které obsahovaly téměř všechny prvky periodické tabulky. Dnes se odpad z důvodu nedostatku technologií skutečně používá při výrobě stavebních materiálů a pouze v malém množství pro těžbu zlata, mědi, zinku a chromu. Státní bilance nerostných zdrojů v regionu zahrnuje asi 1700 ložisek nerostných surovin, z nichž je asi 200 ve vývoji, to znamená, že útroby sverdlovského regionu nejsou zdaleka vyčerpány (Oficiální stránka vlády Sverdlovské oblasti).

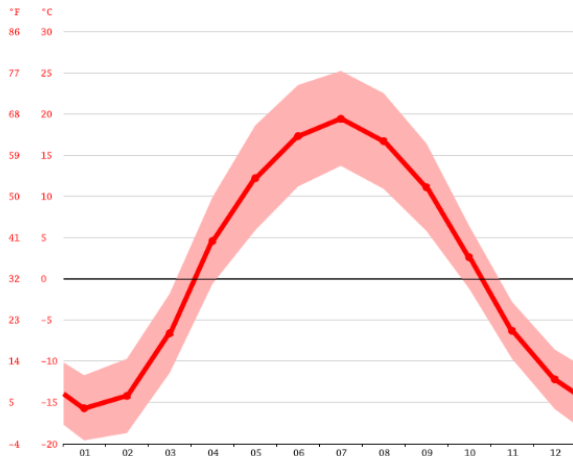
### 2.2 Charakteristika Čeljabinské oblasti

Klima regionu Čeljabinsk je určeno jeho polohou ve středu evropsko-asijského kontinentu a velkou vzdáleností od moří a oceánů. Podnebí je výrazně ovlivněno pohořím Ural, které vytváří překážku pro pohyb atlantických vzdušných mas. To vše určuje významnou kontinentálnost a suchost klimatu (F.Ya. Kirin, 1973).

Podle hlavních agroklimatických ukazatelů se v Čeljabinsku rozlišují tři zóny: 1) horský les, 2) lesní step se dvěma podzóny - středně vlhká severní lesní step a polosuchá jižní lesní step, 3) suchá step (A.I. Levit, 2001).

Polní půdní studie byly provedeny v severní části okresu Bredinsky, který se nachází v stepní přírodní zóně Čeljabinské oblasti, jehož klima je teplé (obrázek 2) a suché.

Obr.2 Měsíční hodnoty teploty vzduchu



Zdroj: <https://images.climate-data.org/location/463/climate-graph-200.png>

Průměrná denní teplota nad 10 ° C nastává 5. - 7. května. Na podzim překročí tuto úroveň ve dnech 18. – 20. září. Trvání aktivní vegetace rostlin je tedy 135 až 140 dní. Během této doby se akumuluje 2100-2300 ° C pozitivních teplot. Poslední mráz na jaře připadá na 19. až 23. května a na podzim 13. až 17. září.

Období bez námrazy ve vzduchu a na povrchu půdy tedy je 110–120 dní a 80–100 dní. Celkový přívod tepla postačuje k pěstování nejen jarní pšenice, ale i náročnějších plodin (slunečnice, pohanka, proso, kukuřice).

Zima v stepní Čeljabinské oblasti není příliš sněžná a mrazivá. Výška sněhového pokryvu obvykle nepřesahuje 20 cm a absolutní minimální teplota ve vzduchu dosahuje minus 44 ° C. Půda hluboce a silně zamrzne (A.P. Kozachenko, 1997).

Klimatické podmínky jsou zde charakterizovány větry různých sil a rychlostí, které jsou téměř celý rok (300-320 dní). Časté jsou zde sněhové bouře a písečné bouře (A.I. Levit, 2001).

Terén je tvořen kombinací protáhlých hřebenů a plochých povodí s výškou 200 až 400 m.

Horniny tvořící půdu představují žlutohnědé uhličitanové jíly, proto se půdy vyznačují vysokým obsahem uhličitánů vápenatých ve spodní části humusového horizontu.

Kombinace topografických údajů, podnebí, mateřských hornin a vegetace zajišťuje rozvoj těchto půdotvorných procesů: drnové, solonetz a salisol. V tomto ohledu je půdní pokryv stepní zóny složitý

Přírodní podmínky stepní zóny Čeljabinské oblasti přispívají k rozvoji erozních procesů.

## 2.3 Klimatické charakteristiky Baškortostánské republiky

Klima Baškortostánu je kontinentální s výrazným rozdílem průměrných měsíčních teplot nejchladnějšího měsíce ledna a nejteplejšího měsíce července. Tyto rysy podnebí jsou spojeny s umístěním území republiky v mírných zeměpisných šířkách, uvnitř kontinentu, v oblasti působení různých vzdušných hmot. Kromě toho je velmi důležitá povaha povrchové struktury s různou výškou.

Na území Republiky Baškortostán kvůli různým meteorologickým podmínkám a klimatickým procesům byly přiděleny 3 klimatické provincie a osm zón (I.P. Kadilnikov, S.N. Taychinov, 1973). Výzkumné oblasti se nacházejí ve dvou provinciích a čtyřech zónách: Západní Baškortostán: zóna mírně chladného polo vlhkého a mírně teplé polosuché klima; Východní (Trans-Ural): zóna mírně chladného polosuchého a mírně teplého suchého klimatu.

### 2.3.1 Provincie západní nížiny.

Byly provedeny studie hranice zón mírně chladného polosuchého a mírně teplého polosuchého podnebí. Klimatické podmínky sledovaných oblastí mohou být charakterizovány dlouhodobými průměrnými údaji meteorologické stanice Ufa (Vědecký a aplikovaný odkaz na klima SSSR:, 9. vydání, 1990). Roční průběh teploty vzduchu je charakterizován nepříliš výraznou amplitudou průměrných měsíčních teplot, což ukazuje na mírné podnebí. Průměrná roční teplota vzduchu je - 2,8°C (tabulka 1). Nejchladnějším měsícem je leden s průměrnou měsíční teplotou vzduchu minus 14,9 ° C, s absolutním minimem minus 49 ° C. Nejteplejší měsíc je červenec s průměrnou teplotou + 18,9 ° C, s absolutním maximem plus 39 ° C.

### Hodnoty průměrných měsíčních a ročních teplot vzduchu, oC

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
-14,9	-13,7	-6,7	4,4	13,3	17,3	18,9	16,8	11,1	2,8	-5,1	-11,2	2,8

tab.1

Zdroj: Sobol,2016

Datum prvního zmrazení na podzim připadá na druhou polovinu září. Datum posledního mrazu na jaře je ve druhé polovině května. Průměrná doba bez mrazu je 128 dní, ale v některých letech se může pohybovat od 76 do 176 dní za rok. Absolutní vlhkost vzduchu má roční kolísání odpovídající ročnímu kolísání teploty vzduchu (tabulka 2). Nejvyšší hodnoty absolutní vlhkosti (parciální tlak vodní páry) jsou pozorovány v létě (červenec), nejnižší v zimě (leden až únor).

### Měsíční a roční průměrná vlhkost vzduchu

Měsíce	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
Parciální tlak vodní páry, hPa	2,0	2,0	3,2	6,0	8,8	12,7	15,4	13,6	9,7	6,1	3,9	2,6	7,2
Relativní vlhkost vzduchu,%	81	79	79	71	58	65	72	73	75	80	83	83	75

tab.2

Zdroj: Sobol,2016

3Srážky nejsou rovnoměrně rozloženy po celý rok. Většina srážek (asi 60-70 %) padá v teplé sezóně (od dubna do října), v chladné sezóně (od listopadu do března) (asi 30-40 %) (tabulka 3). Největší množství srážek je pozorováno v červenci, průměrná měsíční hodnota je 67 milimetrů za měsíc, nejnižší je v březnu 29 milimetrů za měsíc.

### Průměrné měsíční a roční srážky, mm

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XI-III	IV-X	rok
39	33	29	33	39	60	67	54	48	61	49	45	195	362	557

tab.3

Zdroj: Sobol,2016

### 3. Reliéf jako faktor tvorby půdy

Reliéf působí jako hlavní faktor v redistribuci slunečního záření a srážení v závislosti na expozici a strmosti svahů a ovlivňuje vodní, termální, výživné, redoxní a solné režimy půd (I.S. Kaurichev, 1982).

V suchých oblastech je během mikro deprese obvykle pozorován silný travní porost, zatímco v mikro výškách je méně rozvinutý. Kvůli přítomnosti mikro reliéfu dochází k nerovnoměrnému vývoji a tvorbě výnosů polních plodin, a proto se v praxi využívá vyrovnání povrchu, aby se vytvořily jednotné reliéfy a hydrologické podmínky (A. T. Tsurikov, 1986).

Vliv mega reliéfových forem se projevuje hlavně v regulaci distribuce atmosférické vlhkosti přenášené velkými vzdušnými hmotami a ve změně hydrotermálních podmínek v půdě v závislosti na absolutní výšce (V.V. Dobrovolsky, 1999).

V důsledku snížení teploty vzduchu závislé na nadmořské výšce a změně vlhkosti, v horách vznikají vertikální zóny klimatu, vegetace a půd. Vzdušné masy přibližující se k horám pomalu stoupají a postupně se ochlazují, což přispívá ke srážkám. Po překročení hory stejné vzdušné masy klesají, zahřívají se a vysychají (I.S. Kaurichev, 1982).

V prostoru rovin a plošin dochází k postupné změně množství srážek, protože vzdušné masy, které je způsobují klesají. To vytváří nezbytné podmínky pro postupnou změnu typů vegetace a formování bioklimatických zón a podzón.

Zonální distribuce těchto nejdůležitějších faktorů tvorby půdy vede k tvorbě půdních zón a podzón. Projev horizontálního zónování půd je podporován rovnoměrností mateřských hornin (V.P. Kovrigo, I.S. Kaurichev, L.M. Burlakova, 2000).

Vliv forem mezoreliéfu a mikroreliéfů na tvorbu půdy se objevuje na omezené oblasti v přerozdělování sluneční energie a srážení (V.V. Dobrovolsky, 1999).

Přerozdělování sluneční energie na povrchu závisí na fragmentaci tloušťky, strmosti svahů a jejich expozici.

Severní svahy přijímají podstatně méně tepla než jižní, proto se hůře zahřívají, což zase ovlivňuje vodní režim a povahu vegetace.

Srážky částečně stékají dolů na nižší místa. Výsledkem je, že půdy v horní části svahů dostávají méně vlhkosti než spodní půdy umístěné poblíž. Proto v negativních formách půdy často dochází k zamokření půdy.

Hladina podzemní vody také souvisí s reliéfem. Ve výšších místech je snížena do větší hloubky než v nižších. Blízký výskyt podzemních vod v nízkých oblastech vede k tvorbě rašelinišť a se slaností podzemních vod v horkém suchém podnebí k tvorbě slaných půd (A.F. Tsyganenko, 1972).

### 3.1 Vliv reliéfu na erozní procesy

Reliéf má velký vliv na vývoj erozních procesů. V podmínkách svahových reliéfních forem je možná vodní eroze. Rovinaté tvary v oblastech se suchým a kontinentálním podnebím napomáhají vzniku větrné eroze (I.S. Kaurichev, 1982).

Výskyt vodní eroze úzce souvisí s odtokem dešťové a tající vody, která se začíná tvořit na svažitém území. Sklon terénu je určen vzorcem:

Obr.3

$$I = \frac{H}{L},$$

Kde I-sklon terénu;

H – výškový rozdíl mezi horní a dolní částí svahu (m);

L – vodorovné položení této části svahu (m).

Sklon je vyjádřen ve zlomcích a strmost ve stupních.

Procesy eroze se začínají vyvíjet se sklonem 0,5 až 2 °. Se zvýšením strmosti svahu se zvyšuje rychlost odtoku povrchové vody a následně i intenzita eroze.

Na svazích se strmostí 2-6 ° je eroze znatelně zvýšena a se strmostí 6 ° až 10 ° se plně projevuje (P.S. Zakharov, 1971).

Půdy všech přírodních zón Čeljabinské oblasti jsou více či méně ovlivněny erozí. Celková plocha erodované a potenciálně erozivní půdy činí 1 441,8 tis. ha což je 43% zemědělské půdy. Vodní eroze se projevuje hlavně v horské lesní zóně. Na území okresů jiných půdních pásem jsou rovněž předmětem vodní eroze, protože asi 1,14 milionu hektarů půdy v Čeljabinské oblasti má sklon 1-3 °C a 500 tisíc ha má sklon nad 3 ° (Kirin F.Ya., 1991).

Země podléhající deflaci, jsou identifikovány hlavně v stepní zóně. Představují 38% zemědělské půdy. Rozvoj větrné eroze v stepní zóně je usnadněn velkým oráním půdního pokryvu, jeho genetickým složením, povahou původních hornin a topografií.

Významný vliv na proplachovací procesy má nejen strmost svahu, ale také jeho tvar (obrázek 3). Na rovných svazích se erozní proces z kopce zvyšuje v důsledku nárůstu množství tekoucí vody. Destruktivní síla tekoucí vody se postupně zvyšuje. Přibližně od středu svahu se objeví výrazný nával.

Na konvexních svazích je eroze výraznější ve spodní části, kde jsou umístěny nejstrmější úseky svahu. Zde, kromě zvýšení hmotnosti tekoucí vody, dochází ke zvýšení rychlosti jejího odvodnění, takže eroze se zvyšuje.

Konkávní svahy se vyznačují nejvýraznějšími erozními procesy v horní části svahu, která je strmější. Eroze klesá dolů, a proto zde může dojít k hromadění vymytého materiálu.

Předpokládá se, že pokud je proplach půdy považován za 1 na přímém svahu, pak na konvexním svahu bude považován za 1,5. Na konkávním svahu bude považován 0,5 (P.S. Zakharov, 1971).

Složité svahy se skládají z rovných, konkávních a konvexních sekcí, eroze zde probíhá nerovnoměrně, v závislosti na tvaru sekce.

Stupeň projevu vodní eroze je ovlivněn délkou svahu (tabulka 4).

#### **Klasifikace svahů podle délky**

Název svahů podél délky	Délka, m
extrémně krátké	méně než 50
velmi krátké	50-100
krátké	100-200
střední délka	200-500
Zvýšená délka	500-1000
Dlouhé	1000-2000
velmi dlouhé	2000-4000
extrémně dlouhý	více než 4000

Tab. 4

Zvětšení délky svahu způsobuje zvýšení množství vody vstupující do spodní části svahu, v souvislosti s tím se zvyšuje destruktivní energie proudu.

Studie provedené na Novosilské experimentální stanici pro odvodňování ukázaly, že celkové vymývání půdy během sněžení se zvyšuje úměrně k délce svahu v rozsahu 1,5° (M.N. Zaslavsky, 1987).

Strmost svahů má velký vliv na tvorbu půdy, diferenciaci půdního pokryvu a zemědělské využití půdy (tabulka 5).

#### **Klasifikace svahu podle strmosti**

Typy svahů	Strmost, stupně
rovinné plochy	méně než 1
mírně skloněné	1-2
značně skloněné	2-5
příkře skloněné	5-8
velmi příkře skloněné	8-20
srázy se sklonem	20-45
Stěny se sklonem	více než 45

Tab.5

Typicky svahy při 5-8 ° odpovídají silnému stupni eroze půdy, svahy při 4-6 ° - průměrné, svahy 1-2 ° - slabé a při svazích méně než 1 ° je eroze půdy téměř nulová (N.F. Ganzhara, 2001).

Země podléhající deflaci jsou identifikovány hlavně v stepní zóně. Představují 38% zemědělské půdy. Rozvoj větrné eroze v stepní zóně je usnadněn velkým oráním půdního pokryvu, jeho genetickým složením, povahou původních hornin a topografií.

Větrná eroze nastává s jakoukoli formou reliéfu. Vítr nese produkty eroze v různých směrech, dokonce i po svahu. Konvexní povrchové plochy a svahy s dopadem větru jsou primárně ovlivněny větrnou erozí. Čím strmější svah s dopadem větru, tím je větší rychlost větru a silnější destrukce půdy (A.S. Izvekov, P.N. Rybalkin, 1975).

Expozice svahu určuje příliv sluneční energie, což ovlivňuje mikroklima svahu, vývoj a produktivitu vegetačního krytu, což zase ovlivňuje projev eroze. Jižní a západní svahy jsou více ovlivněny erozí než severní a východní.

Na jižních svazích jsou teplotní výkyvy a vlhkost půdy výraznější než na svazích jiných expozičních. V létě jsou svahy velmi horké a suché a vegetace na nich shoří. V půdách jižních svahů má humusový horizont zpravidla nižší tloušťku. To vše vede ke zvýšené erozi (P.S. Zakharov, 1971).

Východní a západní svahy projevem eroze zaujímají mezilehlou polohu, ale západní svahy jsou lépe osvětlené, zahřívají se poněkud silněji než východní, proto jsou náchylnější k erozi.

Vodní a větrná eroze způsobují zemědělství velké škody.

V důsledku proplachování vody jsou nejurodnější půdní vrstvy nenávratně ztraceny a obrovské množství rostlinných živin je vyplaveno do řek a moří (I.S. Kaurichev, 1982).

Z polí Společenství nezávislých států je ročně vypouštěno 3 330 km<sup>3</sup> povrchových vod. Vyplavují 2-3 miliardy tun jemné zeminy a ztratí se s ní asi 100 milionů tun humusu, který se skládá z 5,4 milionu tun dusíku, 1,8 milionů tun fosforu, 36 milionů tun draslíku, 460 tisíc tun dusičnanu a amoniakálního dusíku, 240 tisíc mobilního fosforu a 480 tisíc tun výměnného draslíku (V.A. Belyaev, 1976, S. N. Yurkin, 1978).

Při erozi dochází k prudkému zhoršení fyzikálních vlastností půdy, což významně snižuje jejich schopnost rychle absorbovat a zadržovat sedimentovou vodu. V tomto ohledu je na svazích se spláchnutými zeminami povrchový odtok velký, zejména během deště.

Promyté půdy mají méně frakcí bahna (částice menší než 0,001 mm) a fyzikální hlíny (částice menší než 0,01 mm). V nich se hromadí hrubé mechanické prvky, zejména písek (0,25 - 0,05 mm). Obvykle se zvyšováním eroze půdy roste její struktura. Čím více zeminy je odplaveno, tím více poréznost klesá. V těchto půdách se zhoršuje propustnost vody a provzdušňování. Čím silnější je půda odplavena, tím méně absorbuje vlhkost (F.A. Mironchenko, 1976).

V důsledku ztráty živin v půdě a zhoršení fyzikálních vlastností vody se výtěžnost snižuje. Pouze na erodovaných územích střední černé zóny země činí roční produkce plodin 12,2 milionu tun (V.D. Ivanov, 1984).

V důsledku vývoje eroze půdy dochází nejen ke kvantitativnímu poklesu úrody, ale také ke zhoršení její kvality, ke snížení hmotnosti tisíce zrn a ke změně biochemického složení. Největší pokles absolutní hmotnosti zrna je zaznamenán v suchých letech, nejmenších ve vlhkých letech.



Je třeba také poznamenat, že plevelnatost vyplavených půd je vysoká kvůli skutečnosti, že hustota kultivovaných rostlin na erodovaných půdách je snížena a jsou vytvářeny příznivé podmínky pro vývoj plevelů. Na středně umytých půdách je kontaminace polí 2–4krát větší než na nemytých.

Promyté půdy mají následující společné znaky a vlastnosti: snížená tloušťka, světlejší profilová barva a malá hloubka uhličitánů ve srovnání s nezničenou půdou; akumulace částic vyšších než 0,05 mm v horním obzoru; redukce organických látek; snížení pevnosti a počtu jednotek odolných vůči vodě; zhoršení vody, vzduchu, teplotních podmínek; snížení počtu půdních mikroorganismů ve srovnání s neerodovanými půdami; zvyšují lepivost, tažnost a odolnost během zpracování.

Uvedené vlastnosti erodovaných půd v agregátu určují produktivitu pozemků s různým stupněm eroze, což v konečném důsledku ovlivňuje velikost a kvalitu plodin.

## 4 .Význam klimatických podmínek v rozvoji erozních procesů

### 4.1 Dynamika hlavních klimatických ukazatelů a jejich vliv na povahu erozních procesů v různých přírodních zónách Uralu

Podnebí je jednou z nejdůležitějších fyzických a geografických charakteristik prostředí, ve kterém člověk žije, a také má rozhodující vliv na ekonomické činnosti lidí, včetně specializace zemědělství. Povaha a intenzita projevů erozních procesů závisí na klimatu, terénu, půdě, vegetaci a lidských aktivitách (E.D.Adinyaev, 2013; J. B.Thornes, 1985; X.C.Zhang. et al, 1998).

V důsledku globálního oteplování a nedostatečného využívání půdy se v poslední době oblasti vyprahlých oblastí rozšiřují, jejich dezertifikace pokračuje, což často vede ke zintenzivnění procesů deflace a eroze vody (Z.G.Zalibekov, 2011).

Mezi klimatické faktory, které přispívají k rozvoji půdní eroze patří: teplota vzduchu, množství a intenzita srážek, jakož i rychlost a směr větru. V různých přírodních zónách Republiky Baškortostán je v závislosti na klimatických podmínkách v kombinaci s vodní a větrnou erozí půdy pozorována převaha jednoho či druhého druhu. To je třeba vzít v úvahu při organizaci systému protierozních opatření v regionu.

Cílem této práce bylo identifikovat dynamiku hlavních klimatických ukazatelů a jejich vliv na povahu erozních procesů v různých přírodních zónách regionu.

K provedení práce použili materiály z meteorologických stanic (MS), které se nacházejí ve třech klimatických zónách: v severní lesní stepi (Janaul), jižní lesní stepi (Ufa) a horském lese (Zilair).

Analýza zohlednila období 2005–2014 (data byly vypočteny na základě materiálů z archivu počasí (<http://rp5.ru/>)) a podle dostupných sérií pozorování na stanicích v období 1881-1985. (Scientific Applied Reference, 1990). Byly také použity údaje některých dalších členských států, které se nacházejí v stepních zónách severní lesní stepi, před Uralu a Trans-Uralu.

Při měření množství srážek pomocí srážkoměru dochází k chybě v důsledku nezohlednění smočení kbelíku kapalným srážením (nebo roztavenou pevnou látkou) a částečně odpařením srážení z kbelíku. V důsledku toho byly vyvinuty oficiálně přijaté metody pro korekci historických srážkových a regulačních dokumentů, které vyžadují zavedení korekcí pro smáčení při každém měření srážek. To se provádí v celé národní síti od roku 1966 [MU, 1964; MP, 1967]. Snížení řady dlouhodobých údajů o množství srážek do homogenity a výpočet korekcí pro smáčení bylo provedeno zavedením změny K3 z tabulky VIII, citované ve Vědecké a aplikované příručce o klimatu SSSR (Vědecký a aplikovaný odkaz na klima SSSR: Série 3.

Jednou z nejdůležitějších vlastností klimatických podmínek je teplotní režim. Jak je vidět z tabulky 6, ve všech uvažovaných přírodních zónách došlo ke zvýšení průměrných měsíčních a ročních průměrných teplot.

Hodnoty průměrných měsíčních a ročních teplot vzduchu, °C

Periody / Měsíce	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
MS Janaul													
2005-2014	-14,7	-16,3	-6,7	4,4	14,1	17,3	19,4	17,6	10,8	3,7	-2,8	-9,9	3,1
1881-1980*	-15,5	-13,7	-7,1	2,9	11,2	15,1	17,1	14,5	9,2	0,8	-6,1	-11,7	1,4
MS Ufa													
2005-2014	-14,1	-13,9	-4,2	6,2	14,7	18,6	19,9	18,6	12,0	4,8	-2,0	-9,8	4,2
1881-1980*	-14,9	-13,7	-6,7	4,4	13,3	17,3	18,9	16,8	11,1	2,8	-5,1	-11,2	2,8
MS Zilair													
2005-2014	-14,6	-13,2	-5,2	4,7	13,2	17,6	18,7	18,8	10,8	3,5	-4,2	-11,0	3,3
1881-1980*	-15,8	-14,3	-8,1	3,0	11,5	15,6	17,5	15,6	9,6	1,4	-6,7	-12,7	1,4

tab.6

Zdroj: Sobol, 2016

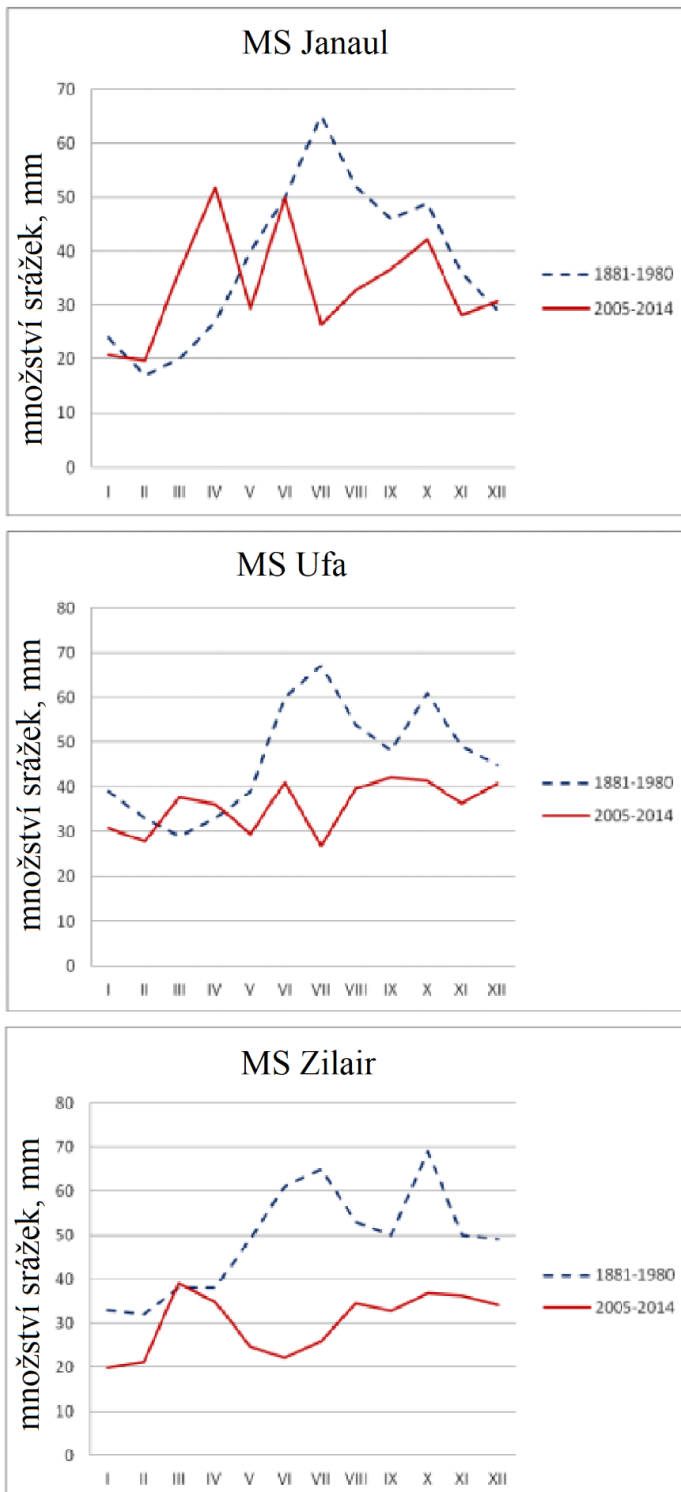
Celkové oteplování při porovnání posledního desetiletí s obdobím 1881-1980 se pohybuje od 1,4 do 1,9 °C s nejvýznamnějšími změnami pozorovanými v létě. Zároveň je určité snížení součtu negativních teplot o 3,7 °C podle MS Janaul, o 7,6 °C podle MS Ufa o 9,4 °C podle MS Zilair, to znamená, že chladná období v roce jsou mnohem teplejší, což může přispět k menší hloubce zamrznutí půdy. Potvrzují to údaje z příruček o klimatologii a geofyzice. Naznačují, že v roce 1982 byla standardní hloubka zmrazení nastavena v rozmezí 180-198 cm, v roce 2013 byla snížena na 158-192 cm. V oblasti Ufa za posledních 5 let byla maximální hloubka zamrznutí půdy na orné půdě 81 cm a na lesní půdě 37 cm (M.A.Komissarov, I.M.Gabbasova 2014).

Je třeba poznamenat, že oteplování v republice je v souladu s obecnými trendy teploty na zemi. Podle výsledků studií mezivládní skupiny odborníků na změnu klimatu (MGIIEK) se průměrná teplota na světě během 20. století zvýšila, nárůst činil  $0,6 \pm 0,2$  °C (V.A.Mikheev, 2009).

Nejvýznamnější vliv na vývoj erozních procesů má teplotní režim a hloubka zamrznutí během jarního tání sněhu. Intenzita vodní eroze během tání sněhového pokryvu je zapříčiněna především hloubkou zamrznutí půdy, což je vidět na příkladu na pracích A.T. Barabanov, (1993), L.F. Litvin a další, (1997). V práci M.A. Komissarova, I.M. Gabbasové, 2014 bylo prokázáno, že pokud zamrznutí orných půd na svazích Jižního před Uralu nepřesáhne 30-38 cm, pak povrchový odtok chybí a málo závisí na sněhových rezervách, úrovni vlhkosti půdy a ochranné vegetaci. S větší hloubkou zamrznutí je jarní odtok určován především povětrnostními podmínkami, množstvím sněhu, propustností půdní vody a jeho ochranou vegetací.

Intenzivní tání sněhu v regionu se vyskytuje v první a druhé dekádě dubna. V posledním desetiletí bylo ve všech členských státech pozorováno zvýšení teploty vzduchu v dubnu o 1,5–1,8 °C ve srovnání s dlouhodobými průměrnými údaji. Takové zvýšení může vést k intenzivnějšímu tání sněhu a zvýšené erozi půdy. Důležité jsou však také sněhové rezervy. V posledních 5 letech se průměrná hloubka sněhu zvýšila o 5 a 7 cm ve srovnání s předchozími pěti lety a činila podle Ufa 33 %. To je způsobeno nárůstem srážek v únoru a březnu (obrázek 4), to znamená, že zimní podmínky se stávají méně surovými a více sněžnými, hloubka zamrznutí půdy se snižuje, což je u povodí polí jedním z určujících faktorů ztráty tajícího sněhu (N.P.Kanateva a další., 2010).

Obr.4



Zdroj: Sobol,2016

Na jedné straně tedy snížení hloubky zamrznání půdy pomáhá snížit vodní erozi a na druhé straně oteplování v dubnu a zvýšení sněhových rezerv může vést k jeho posílení. Jak již bylo uvedeno

výše, v oblasti Ufa je zásadní hloubka zmrazení, v důsledku čehož by uvedená změna klimatu pravděpodobně vedla ke snížení eroze půdy během jarního tání sněhu. Tento závěr je plně v souladu s prací A.T. Barabanova (1993). Zákon omezujících faktorů povrchového odtoku roztátých vod, který spočívá ve skutečnosti, že při určité (omezující) hodnotě jednoho z faktorů (hloubka mrazu, teplota vzduchu a skladování sněhu) se odtok netvoří bez ohledu na úroveň ostatních faktorů.

Pro úplnější analýzu charakteristik pozorovaných klimatických změn je rovněž nutné vzít v úvahu charakteristiky extrémních podmínek a procesů, konkrétně roční a maximální teplotu vzduchu a teplotní rozsah uvnitř roku (rozdíl mezi ročním maximem a minimem teploty).

Teplota	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
MS Janaul(2005-2014)													
abs.max	1,5	17,5	6,6	28,7	31,0	35,0	36,2	38,6	31,0	21,7	12,6	2,7	38,6
abs.min	-38,3	-39,9	-35,8	-22,3	-4,0	-10,3	0,2	-1,0	-6,1	-14,8	-33,5	-30,7	-39,9
MS Janaul(1881-1985*)													
abs.max	3,0	4,0	8,0	29,0	36,0	37,0	38,0	37,0	32,0	24,0	14,0	4,0	38,0
abs.min	-51,0	-47,0	-36,0	-30,0	-11,0	-3,0	0	-2,0	-8,0	-25,0	-35,0	-48,0	-51,0
MS Ufa(2005-2014)													
abs.max	19,2	8,9	16,2	29,5	33,1	35,0	37,5	37,7	31,4	22,9	15,4	19,0	37,2
abs.min	-41,5	-37,2	-32,2	-23,5	-5,5	0,3	1,4	0,4	-5,4	-12,4	-28,7	-37,6	-41,5
MS Ufa(1881-1985*)													
abs.max	6,0	9,0	14,0	31,0	36,0	36,0	39,0	36,0	33,0	23,0	22,0	5,0	39,0
abs.min	-49,0	-44,0	-34,0	-30,0	-10,0	-1,0	3,0	0	-7,0	-26,0	-33,0	-45,0	-49,0
MS Zilair(2005-2014)													
abs.max	17,6	6,9	15,1	27,1	32,2	34,7	35,6	36,1	31,6	21,4	13,7	10,8	36,1
abs.min	-42,2	-37,0	-31,0	-22,8	-10,7	-18,2	-11,9	-5,1	-8,9	-15,7	-29,1	-34,0	-42,2
MS Zilair(1881-1985*)													
abs.max	5,0	8,0	14,0	28,0	33,0	35,0	38,0	37,0	32,0	23,0	15,0	7,0	38,0
abs.min	-44,0	-47,0	-40,0	-32,0	-10,0	-3,0	-1,0	-4,0	-11,0	-29,0	-40,0	-43,0	-47,0

tab.7

Zdroj: Sobol,2016

Analýza tabulky 7 ukázala, že roční minimum teploty povrchového vzduchu má znatelnou tendenci ke zvýšení (o 11,1 ° C podle MC Janaul, o 7,5 ° C podle MC Ufa, o 4,8 ° C podle MC Zilair), zatímco roční maximum zůstalo téměř na stejné úrovni.

Extrémní letní teploty ve studijní oblasti obecně charakterizují globální oteplování méně než zimní extrémy.

Celkové oteplování bylo doprovázeno výrazným poklesem srážek (obrázek 4) v období od května do listopadu na severních a jižních lesních stepích.

V teplé sezóně je vývoj vodní eroze svahů určován především intenzitou a délkou srážek. Předpokládá se, že odtok se netvoří, když déšť padá s vrstvou menší než 10 milimetrů, protože taková vrstva se rovná kapacitě zadržování vody v půdě postrádající vegetaci (D.L. Armand, 1961; M.J.Kirkby, 1984). Současně je jedním z ukazatelů extrémních srážek doporučených

IPCC (Frich a další, 2002) četnost srážek R10 (počítáno jako počet dní v roce se srážkami nejméně 10 mm).

Prahová hodnota 10 milimetrů za den je vzácný jev na většině území Ruska. U dvou set stanic (z 223 použitých) se tento jev vyskytl v období 1961-1990 v méně než 5-ti % případů a pro téměř 100 z oněch dvou set se tento jev vyskytl v méně než 2,5 % případů (Hodnotící zpráva, 2008).

Podle MS Janaul opakovatelnost intenzity srážek R10 pro období 2005-2014 je asi 4,4 %, to znamená, že počet dnů se srážkami nepřesahuje 10,5 dne v roce a pro období 1881-1985. průměrný počet dnů se srážkami většími než 10 mm je 9,0 dní za rok. Podle MS Ufa jsou tyto hodnoty 4,2 % za 13,2 dne v roce oproti 12 dní v roce a v zóně horské lesní (Zilair) se průměrný počet dní se srážkami nad 10 mm zvýšil z 11,0 na 13,0.

Indexy R10 za období 2005–2014 vypočtené pro ostatní meteorologické stanice v Republice Baškortostán ukázaly, že frekvence srážek s intenzitou vyšší než 10 mm / den nepřekračuje 5 % pro všechny přírodní zóny republiky. V důsledku toho se podíl erozních dešťů v různých přírodních zónách významně nezměnil a prahová hodnota deště s intenzitou 10 mm za den odpovídá stavu velmi vzácné události (méně než 5 %), to znamená že erozní potenciál deště v regionu je zanedbatelný.

Předchozí studie modelování dešťových srážek zavlažováním (M.A.Komissarov, 2011) ukázaly, že v přírodních podmínkách sečení sena se začíná povrchový odtok silnými dešťovými srážkami po 10 minutách, s dešti za hodinu a se silnými srážkami po 14-20 hodinách a na orné půdě je povrchový odtok tvořen téměř okamžitě po začátku deště a po 8-14 hodinách se silným deštěm.

Podle pětiletých údajů (2010–2014) automatické klimatické stanice v oblasti Ufa byla maximální intenzita deště zaznamenána pouze na úrovni 0,58 mm / min po dobu jedné hodiny. Maximální doba deště byla 9 hodin při průměrné intenzitě 0,12 mm / min. Následkem toho v posledních 5 letech chyběla eroze bouří na mírných svazích vyluhovaných černozemí jižního před Uralu.

Rychlost větru je jedním z nejsilnějších faktorů v deflaci půdy. Pro zahájení větrné eroze půdy je nutné, aby rychlost větru překročila tzv. kritickou hodnotu 10 m / s (G.P. Glazunov, 1983; V.M.Gendugov, 2007). Poté se částice půdy začnou pohybovat. V tomto případě se vytvoří proud vzduchu a půdy různého složení, struktury a velikosti. Některé z jeho prvků (půdní částice) interagují s povrchem. (D.V.Nalivkin, 1969).

Je známo, že půdní větrné eroze závisí na klimatu a lze velmi jasně vysledovat i souvislost s množstvím srážek (vlhkostí půdy) a teplotou, které společně určují stupeň suchosti klimatu. Se vzrůstající suchostí podnebí a snížením obsahu vlhkosti na území se zvyšuje deflace půdy (N.G. Zakharov, 2009).

Mnoho vědců ukázalo, že ve druhé polovině dvacátého století se větrný režim v Rusku podstatně změnil zejména kvůli poklesu rychlosti větru (A. Meshcherskaya a další., 2006). V oblasti republiky Baškirska, která se nazývá Předuralí jsou změny rychlosti větru podobné změnám průměrných ročních a měsíčních rychlosti větru uvedených v tabulce 8. Přičemž ve srovnání s výrazným snížením rychlosti větru v průměru o 1,1 metr za sekundu došlo také k

významnému snížení frekvence intenzity výskytu větru nad kritickou úroveň (obrázek 5), což určuje neexistenci předpokladů pro zvýšení větrné eroze půd.

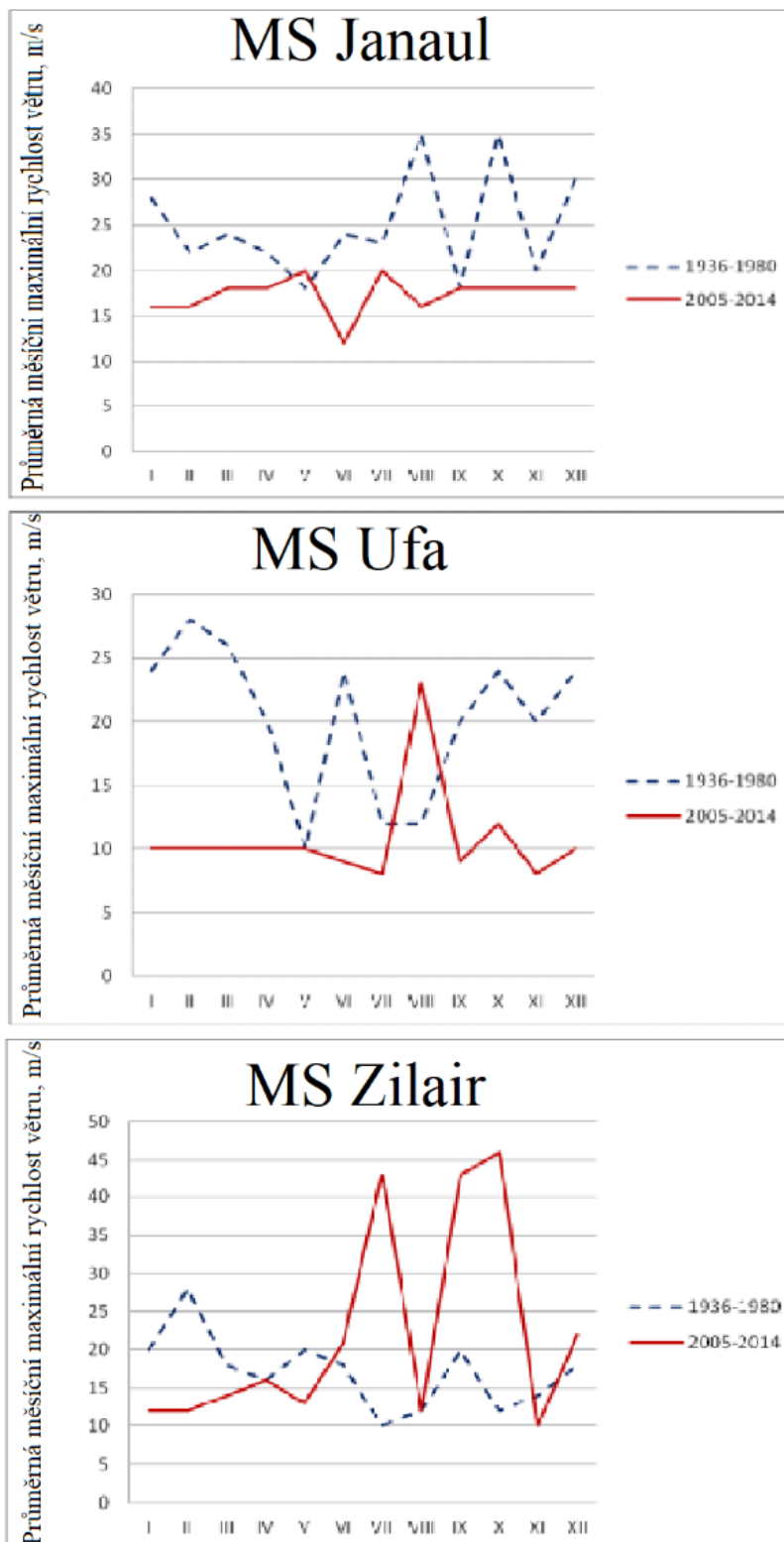
### Průměrná měsíční a roční rychlost větru, m / s.

Období / Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
<b>MS Janaul</b>													
2005-2014	2,9	2,4	4,3	3,5	2,9	2,7	2,4	2,3	2,7	3,6	4,2	3,8	3,2
1936-1980	5,2	4,8	4,9	4,1	4,2	3,6	3,2	3,1	3,6	4,6	4,9	5,1	4,3
<b>MS Ufa</b>													
2005-2014	2,3	2,0	2,7	2,6	2,3	2,0	1,8	1,7	1,8	2,2	2,5	2,4	2,2
1936-1980	3,4	3,4	3,5	3,3	3,6	3,1	2,6	2,5	3,0	3,7	3,6	3,6	3,3
<b>MS Zilair</b>													
2005-2014	1,8	2,1	2,4	2,4	2,1	1,9	1,8	1,6	1,7	1,8	1,9	1,7	1,9
1936-1980	2,0	2,4	2,6	2,5	2,6	2,2	2,1	1,9	2,0	2,4	2,2	2,1	2,3

tab. 8

Zdroj: Sobol,2016

Obr.5



Zdroj: Sobol, 2016

Zároveň se v srpnu v jižní lesní stepní zóně (Ufa) prudce zvýšila průměrná maximální rychlost větru, což se snížením srážek může vést k vysychání půdy a ke zvýšení deflace v oblastech nechráněných vegetací. V horské lesní zóně se průměrná roční rychlost větru mírně snížila.



V severní a jižní lesní stepi a horské lesní zóně došlo v posledním desetiletí ke zvýšení průměrné měsíční a průměrné roční teploty vzduchu, snížení srážek a průměrné roční rychlosti větru, to znamená, že hydrotermální podmínky studované oblasti se stávají vyprahlejšími. Změny v klimatických podmínkách nejasně ovlivňují faktory určující intenzitu vodní eroze během jarního tání sněhu. Zvýšení teploty v první polovině dubna a sněhové rezervy přispívají k intenzifikaci proplachování a výraznější poklesu hloubky zamrznání půdy podle zákona omezujících faktorů vede ke zvýšení absorpce roztavené vody, a nakonec ke všeobecnému snížení intenzity erozních procesů. Zvýšení průměrné roční teploty vzduchu, zejména v letním období, snížení množství kapalných srážek a vzácné případy jejich intenzity přesahující 10 mm/den určují nevýznamnost erozního potenciálu dešťů v regionu během vegetačního období. V Uralu byla rychlost větru i frekvence jeho intenzity vyšší než kritická, ale prudké zvýšení průměrné měsíční maximální rychlosti větru v srpnu v jižní lesní stepní zóně na pozadí snížených srážek a zvýšené frekvence

#### 4.2 Erodované půdy stepní zóny Trans-Ural a posouzení jejich stavu v důsledku změny klimatu

Trans-Uralská stepní zóna je charakterizována poměrně komplikovaným reliéfem: řada stupňovitých rozsahů lemovaných údolními řek a rozptýlenými kopci prochází do roviny komplikované kopci a jezerními dutinami.

75% půdy na území je zoráno a více než polovina orné půdy se nachází na svazích (2-5 °), což přispívá k rozvoji vodní a větrné eroze půd.

Půdy, jak je známo, jsou dynamické systémy, které se neustále mění a vyvíjejí v důsledku změn klimatu, povahy a intenzity zemědělského využití. Je zřejmé, že za těchto podmínek se stav erodovaných půd může výrazně změnit.

Cílem této práce bylo studovat změnu klimatu v trans-uralské stepní zóně a posoudit stav půd různého stupně eroze.

V stepní zóně Trans-Ural byly provedeny studie v rovinném stepním zemědělsky půdním okrese, jehož půdní pokryv tvoří převážně jižní a obyčejné černé půdy. Pro posouzení změny stavu půdy v průběhu času byla použita metoda retrospektivního monitorování. V roce 2013 byly půdní úseky položeny v oblastech studovaných v roce 1979. V archivech laboratoře půdní vědy existují poměrně přesná schémata umístění těchto lokalit, jejich umístění a také morfologické popisy půdních řezů a výsledky analytických studií. V okresech Khaibullinsky a Abzelilovsky byly položeny řady půdních řezů s různým stupněm eroze. V roce 2013 byly odebrány vzorky půdy ze stejných horizontů ve stejných hloubkách jako v roce 1979.

Mezi klimatické faktory, které přispívají k rozvoji půdní eroze patří: teplota vzduchu, množství a intenzita srážek, jakož i rychlost a směr větru.

Analýza meteorologických dat pro okres Khaibullinsky byla provedena na základě materiálů meteorologických stanic (MS) Akjar, Energetik a Irikla. Klimatické charakteristiky byly porovnávány za období: 2000–2013. (MS Energetik) a 1997–2013. (MS Akjar) s údaji o dostupné řadě pozorování v období 1881-1985. (MS Irikla). Pro okres Abzelilovsky - 2004–2013. (MS Verkhneuralsk) a 2005–2014. (MS Magnitogorsk) s údaji o dostupné řadě pozorování v období 1881-1985. (MS Verkhneuralsk).

Jako hlavní zdroje informací o klimatických charakteristikách byly použity: „Vědecká a aplikovaná příručka o klimatu SSSR“, pro pozorovací cyklus 1881-1985. na meteorologických stanicích Irikla a Verkhneuralsk; Vědecky aplikovaná referenční kniha „Klima Ruska“ pro zprůměrování pozorovací série 2004–2013. na meteorologické stanici Verkhneuralsk; „Meteorologický měsíční a roční časopis“ pro zprůměrování série pozorování 1997–2013. na meteorologických stanicích Akyar a Energetik; statistiky počasí založené na materiálech z archivu počasí z webu <http://rp5.ru/> pro zprůměrování série pozorování v letech 2005–2014. na meteorologické stanici Magnitogorsk.

Klima trans-uralské stepi je ostře kontinentální. Vzdálenost od moří a oceánů přispívá k tomu, že atlantické vzdušné hmoty pronikající do této zóny jsou přeměněny na sušší a kontinentální, což vede k vysoké teplotě vzduchu v teplém období. V chladném období převládají asijské anticyklonové vlivy, které vytvářejí ostře kontinentální klima se studenými zimami a horkými léty (D.V. Bogomolov, 1954).

Teplotní režim v Trans-Uralu je určen geografickou šířkou, topografií a atmosférickou cirkulací vzduchu. Průměrná roční teplota stoupá ze severu na jih a ze západu na východ [Taychinov SN, Bulchuk P.Ya, 1975], což je v souladu s tabulkou 9. Analýza tabulky 9 ukazuje, že v této oblasti došlo ke zvýšení průměrné měsíční a průměrné roční teploty. Celkové oteplování při porovnání posledních desetiletí s obdobím 1881-1980. činil 1,8 ° C (okres Khaibullinsky) a 0,9 ° C (okres Abzelilov), s nejvýznamnějšími změnami pozorovanými v zimě, to znamená, že chladná období roku jsou mnohem teplejší.

Zvýšení průměrné roční teploty vzduchu v stepi Trans-Ural odpovídá obecným trendům teploty na Zemi. Takže po dobu 100 let od roku 1907 do roku 2006 celkové oteplování bylo v průměru 0,75 ° C pro zeměkouli a 1,29 ° C pro Rusko (Hodnotící zpráva, 2008).

Průměrné měsíční a roční teploty vzduchu, °C

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
Okres Khaibullinsky													
Irikla 1881-1980*	-16,5	-15,8	-8,8	4,5	14,4	18,7	20,8	18,6	12,3	3,3	-5,1	-12,1	2,9
Energetik 2000-2013	-13,9	-13,7	-5,9	6,1	14,6	19,8	21,8	20,5	14,1	5,8	-2,1	-11,2	4,7
Akyar 1997-2013	-13,8	-13,1	-6,4	5,4	13,8	19,1	20,8	19,3	12,8	5,1	-3,9	-11,2	4,0
Abzelilovský okres													
Verkhneuralsk 1881-1980*	-16,4	-15,9	-9,0	2,9	11,1	15,9	17,6	15,5	9,8	1,5	-6,5	-14,0	1,0
Verkhneuralsk 2004-2013	-17,4	-17,0	-8,0	3,9	12,3	16,9	18,2	16,5	10,3	3,2	-3,7	-13,0	1,9
Magnitogorsk 2005-2014	-15,9	-15,3	-6,5	5,0	14,0	18,6	19,4	18,2	11,7	4,5	-3,2	-11,9	3,4

Tab.9

Zdroj: Sobol,2016

Pro úplnější analýzu charakteristik pozorovaných klimatických změn je rovněž nutné vzít v úvahu charakteristiky extrémních podmínek a procesů, konkrétně roční a maximální teplotu vzduchu a teplotní rozsah uvnitř roku (rozdíl mezi ročním maximem a minimem teploty).

Jak je vidět z tabulek 10 a 11 roční absolutní minimum teploty povrchového vzduchu má určitou tendenci k oteplování (o 3,7 ° C v okrese Khaibullinsky a o 3,5 ° C v okrese Abzelilovsky), zatímco roční absolutní maximum se mírně snižuje (o 3,0 ° C, respektive 0,5 ° C), to znamená, že došlo ke snížení ročního teplotního rozsahu. Extrémní letní teploty ve studijní oblasti obecně určují globální oteplování v menší míře než zimní extrémy.

### Absolutní minimální teplota vzduchu, °C

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
Okres Khaibullinsky													
Irikla 1881-1985*	-41,0	-43,0	-38,0	-23,0	-7,0	1,0	6,0	2,0	-8,0	-19,0	-36,0	-40,0	-43,0
Energetik 2000-2013	-37,4	-33,3	-31,6	-19,0	-2,8	2,6	8,5	3,7	-5,8	-12,3	-26	-39,3	-39,3
Akyar 1997-2013	-37,2	-33,2	-29,1	-19,8	-4,9	-0,5	5,7	-0,8	-5,8	-13,8	-32,9	-38,2	-38,2
Abzelilovský okres													
Verkhneuralsk 1881-1985*	-48,0	-48,0	-42,0	-30,0	-11,0	-6,0	0,0	-4,0	-14,0	-31,0	-41,0	-45,0	-48,0
Verkhneuralsk 2004-2013	-43,2	-44,5	-37,0	-28,3	-12	-3,4	-2,1	-1,7	-11,9	-19,9	-28,4	-42,4	-44,5
Magnitogorsk 2005-2014	-39,5	-36,9	-29,7	-19,3	-5,3	-2,8	4,1	2,3	-8,4	-14,1	-25,2	-33,2	35,9

Tab.10

Zdroj: Sobol,2016

### Absolutní maximální teplota vzduchu, °C

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
Okres Khaibullinsky													
Irikla 1881-1985*	3,0	5,	15,	30,0	37,0	38,0	42,0	40,0	35,0	24,0	14,0	5,0	42,0
Energetik 2000-2013	4,2	3,4	17,1	29,0	33,2	37,0	39,0	38,5	35,8	26,7	14,7	6,9	39,0
Akyar 1997-2013	3,0	2,4	14,0	28,5	32,1	37,8	37,7	39,0	35,6	27,4	15,2	8,4	39,0
Abzelilovský okres													
Verkhneuralsk 1881-1985*	4,0	6,0	15,0	28,0	34,0	38,0	39,0	35,0	33,0	24,0	14,0	8,	39,0
Verkhneuralsk 2004-2013	5,3	4,1	15,7	29,4	31,6	35,2	36,1	38,5	31,5	21,2	15,6	9,8	38,5
Magnitogorsk 2005-2014	3,0	17,7	16,5	30,1	32,2	34,8	38,3	37,1	33,4	22,9	15,8	8,2	38,3

Tab.11

Zdroj: Sobol,2016

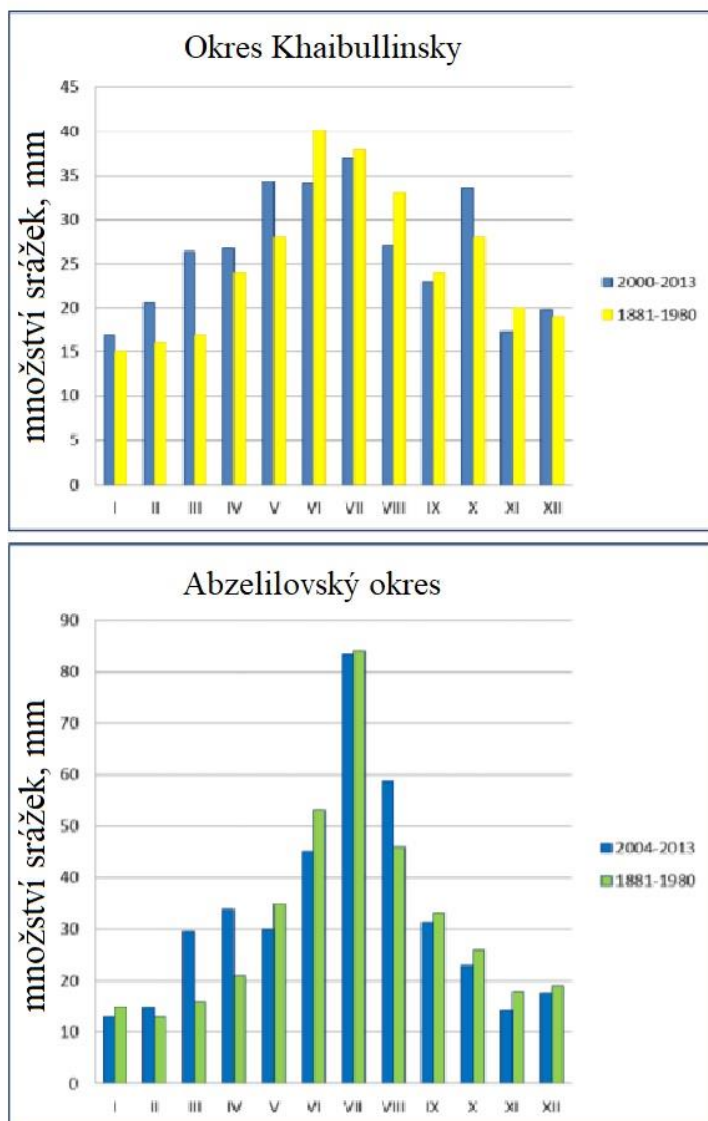
V teplé sezóně srážky přímo ovlivňují množství vymývání (D.D. Mindiyarov, 1984). Trans-uralská step patří k vyprahlým regionům. Kvantitativní hodnocení průměrných ročních srážek ukázalo mírný nárůst. Nejvýznamnější je nárůst srážek v období od října do dubna a v letních

měsících je naopak charakteristický jejich pokles (obrázek 6). Tato skutečnost spolu s tendencí zvyšování průměrné měsíční teploty vzduchu v teplé sezóně může vést k posunu hydrotermálních podmínek území směrem k větší suchosti.

V teplé sezóně je vývoj vodní eroze svahů určován především intenzitou a délkou srážek. Považuje se, že odtok se netvoří, když déšť padá s vrstvou menší než 10 mm, protože taková vrstva se rovná kapacitě zadržování vody v půdě postrádající vegetaci (D.L. Armand, 1961; M.J.Kirkby, 1984). Současně je jedním z ukazatelů extrémních srážek doporučených IPCC (Frich a další, 2002) četnost srážek R10 (počítáno jako počet dní v roce se srážkami alespoň 10 mm).

Obr.6

## Kolísání průměrných měsíčních srážek



Zdroj: Sobol,2016

Prahová hodnota 10 mm / den na většině území Ruska odpovídá přítomnosti velmi vzácné události: u 200 stanic (z 223 použitých) je frekvence této události v letech 1961–1990 méně než 5 % a pro téměř 100 z nich je méně než 2,5 % (Hodnotící zpráva, 2008).

Podle meteorologických stanic pro okres Khaibullinsky se frekvence intenzity srážek R10 opakuje pro období 2000–2013 je to asi 4,3 %, to znamená, že počet dní se srážkami nepřesahuje 6,7 dní v roce a pro období 1881-1985. průměrný počet dnů se srážkami většími než 10 mm je 6,0. Pro okres Abzelilovsky na období 2005–2014 tyto hodnoty jsou 7,8 dní v roce (R10 je 2 %) proti 10,5.

Proto se podíl eroze nebezpečných dešťů na území Trans-Uralu významně nezměnil a prahová hodnota deště s intenzitou 10 mm / den odpovídá stavu velmi vzácné události (méně než 5 %), tj. erozní potenciál deště v regionu je zanedbatelný.

Závislost větrné erozi pudy na klimatu je velmi jasná a souvisí s množstvím srážek (vlhkostí půdy) a teplotou, které společně určují stupeň suchosti klimatu. Se vzrůstající suchostí podnebí a snížením obsahu vlhkosti na území se zvyšuje deflace půdy (N.G. Zakharov, 2009).

Rychlost větru je jedním z nejsilnějších faktorů v deflaci půdy. Pro zahájení větrné eroze půdy je nutné, aby rychlost větru překročila tzv. kritickou hodnotu nebo prahovou rychlost. Prahové rychlosti větru se liší pro různé typy půdy. U karbonových těžkých hlinitých černozemí jižního Uralu je to asi 5,5 až 5,7 m / s (Tolchelnikov Yu.S., 1990).

Mnoho vědců ukázalo, že ve druhé polovině dvacátého století se větrný režim na území Ruska významně změnil zejména kvůli poklesu rychlosti větru (A. Meshcherskaya a další., 2006). V stepi Trans-Ural jsou změny podobné (tabulka 12) a zároveň s poklesem rychlosti větru průměrně o 1,3 m / s pro okres Khaibullinsky a 0,8 m / s pro okres Abzelilovsky byl také pozorován pokles průměrných maximálních měsíčních rychlostí (obrázek 7) v zimním období. Současně se zvýšila průměrná měsíční maximální rychlost větru v období jaro-léto, což se snížením srážek může vést k vysychání půdy a zvýšené deflaci v oblastech nechráněných vegetací. Důkazem toho je také průměrný počet případů s větrem podle gradace rychlostí v vegetačním období: počet případů s rychlostí větru 4-5 m / s je 24 % z celkového počtu, s rychlostí 6-7 m / s - 12,6 %, 8-9 m / s - 5 %, více než 10 m / s - 2,3%. Asi 44 % větru je tedy deflačně nebezpečné.

Měsíční a roční průměrná rychlost větru, m / s

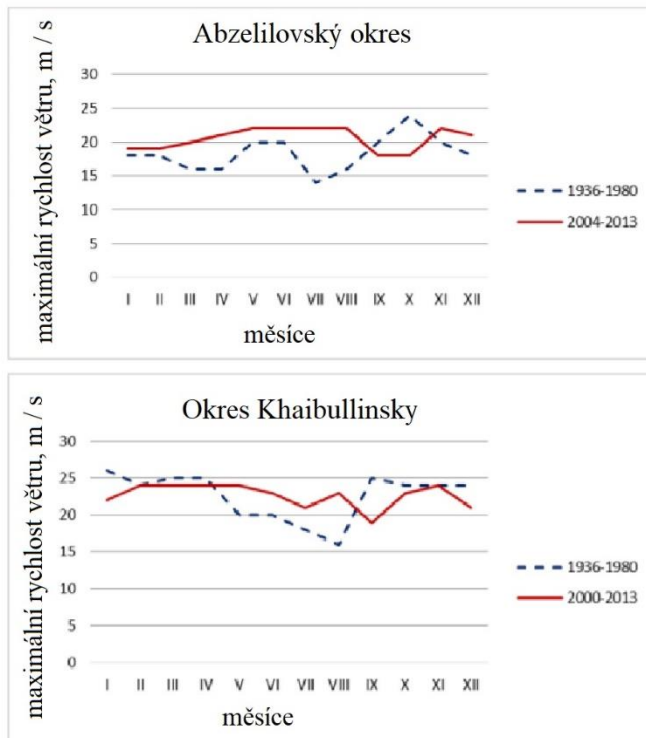
Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
Okres Khaibullinsky													
Irikla 1936-1980	4,7	4,9	4,7	4,4	4,6	4,2	3,9	3,7	4,1	4,7	4,7	4,8	4,5
Energetik 2000-2013	3,2	3,2	3,4	3,5	3,3	3,0	2,7	2,8	2,9	3,4	3,7	3,2	3,2
Akyar 1997-2013	3,4	3,9	3,8	4,2	3,9	3,6	3,5	3,3	3,2	3,4	3,7	3,5	3,6
Abzelilovský okres													
Verkhneuralsk 1936-1980	2,7	2,9	3,0	3,3	3,7	3,3	2,9	2,6	3,0	3,6	3,1	3,0	3,1
Verkhneuralsk 2004-2013	1,5	1,7	2,4	2,9	2,6	2,6	2,0	2,1	2,2	2,5	2,7	1,9	2,3
Magnitogorsk 2005-2014	2,6	2,7	3,4	3,8	3,6	3,3	3,2	2,9	2,8	3,0	3,2	2,6	3,1

Tab.12

Zdroj: Sobol,2016

Obr.7

Změny průměrných měsíčních maximálních rychlostí větru



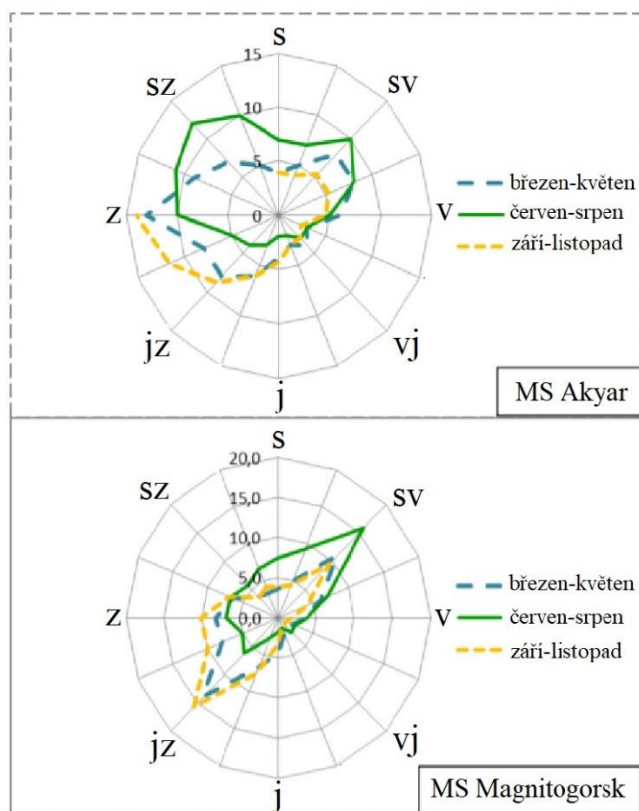
Zdroj: Sobol,2016

Důležitou charakteristikou větrného režimu území nezbytného pro organizaci opatření k boji proti deflaci půdy je směr převládajících větrů. Na území okresu Abzelilovskyy převládají v letních měsících severovýchodní větry a v podzimních a jarních obdobích jihozápadní (obrázek 8). V důsledku toho jsou svahy expozice severovýchod a jihozápad nejvíce náchylné k deflaci.

V okrese Khaibullinsky jsou letní měsíce charakterizovány proměnlivým směrem větru: převládá západní, severozápadní a severovýchodní. Podzimní a jarní větry jsou převážně západní. Nejzranitelnější jsou zde svahy expozic západní, severozápadní a severovýchodní.

Obr.8

Opakovatelnost (%) směrů větru podle ročního období



Zdroj: Sobol,2016

Kromě místní (každodenní) větrné eroze je třeba brát v úvahu také bouře prachu. Za podmínek Bashkirie bylo během 3 let pozorování zbouráno 0,15-0,91 cm vrstvy typického uhličitanového černozemí, množství vyfukované jemné zeminy je od 12,5 do 84,4 t / ha (R.Ya.Ramazanov,1973). Během několika let intenzivního projevu prachových bouřek s rychlostí větru 20 m/s a více, tloušťka zbourané půdní vrstvy na otevřeném větru, hlavně na jižních svazích v Uralu a Trans-Uralu Bashkiria dosáhla 5-6 cm, množství foukané jemné země je mnoho stovek tun (G. N. Lysak, 1981, 1983).

Podle dostupných údajů z MC Akjar (okres Khaibullinsky) v období 2000–2013 každoročně se vyskytovaly prachové bouře, nejčastěji od května do října (tabulka 13). Nejdelší prachové bouře byly pozorovány v dubnu až červnu a září (tabulka 14), kdy byla půda na polích špatně pokryta vegetací.

Průměrný počet dní s prachovými bouřkami

MS / měsíce	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
Akyar 2000-2013	0,0	0,0	0,0	0,9	2,3	4,3	2,4	1,9	2,4	0,9	0,1	0,0	15,1

Tab.13 Zdroj: Sobol,2016

## Opakovatelnost (%) prachových bouří různých trvání

Měsíc	Trvání, h					
	<1,5	1,5-5,4	5,5-10,4	10,5-15,4	15,5-20,0	>20
MS Akyar (2000–2013)						
IV	38	50	12	NE	NE	NE
V	17	50	33			
VI	38	50	12			
VII	55	45				
VIII	82	18				
IX	17	75	8			
X	15	85				
XI	100					

Tab 14

Zdroj: Sobol,2016

Na povrchu a v horních horizontech středně erodovaných černozemí obou svahů byla odhalena přítomnost drceného kamene (jaspis, porfyryty, křemence), což nebylo zaznamenáno v morfologických popisech půd v roce 1979.

Navzdory absenci významných změn v tloušťce humusu akumulujících horizontů ne erodovaných a slabě erodovaných půd, nelze tvrdit, že půdy nebyly erozí ovlivněny. Nejvýznamnější změny byly zjištěny v obsahu fyzikální hlíny (tabulka 15), která se v průměru snížila o 8 % zejména v důsledku ztráty podílu bahna. Je pravděpodobné, že je to způsobeno expozicí svahu a prachovými bouřemi, které jsou nebezpečné z hlediska vypuštění. Jak je známo, jílová frakce hraje hlavní roli při akumulaci humusu. Je zřejmé, že právě s usnadněním distribuce velikosti částic je primárně spojeno se snížením obsahu humusu v jejich horních horizontech. Korelační analýza ukázala přítomnost spolehlivého vztahu ( $r = 0,88$ ;  $P = 95 \%$ ) mezi ztrátou bahna a humusu v orných vrstvách všech půd.

U středních erodovaných černozemí se intenzita erozních procesů lišila ve větší míře. V jižním podtypu byly ztráty mírného bahna a humusu, i přes mírně větší pokles tloušťky akumulárního horizontu humusu, nižší než v běžném. Důvodem je zřejmě především stažení jižních černozemí ze zemědělského oběhu a pokračující používání běžných černozemí.

Změna nejkonzervativnějších vlastností půd distribuce velikosti částic a obsahu humusu byla doprovázena změnou dynamičtějších charakteristik. Ve všech půdách se hustota přidávání mírně zvýšila a kapacita vlhkosti se snížila.

Srovnávací analýza změn stavu erodovaných půd za posledních 35let severních lesních stepních a předuralských stepních zón (I.M. Gabbasova a další, 2012), kde klimatické podmínky ve větší míře přispívají k rozvoji vodní eroze půd a trans-uralské stepi s převládající větrnou erozí, ukazuje, že směr erozních procesů je obecný, ale existují i některé rysy. Běžnou skutečností je, že na svazích jižní expozice se stejnými svahy se ukázalo, že nejvíce erodované půdy jsou nejvíce náchylné k další erozi. Kromě toho bylo ve všech půdách pozorováno snížení obsahu humusu, obsahu živin a zhoršení fyzikálních vlastností vody. Na svazích s neblokovaným



odtokem byla také zaznamenána úleva v jejich distribuci velikosti částic. Charakteristickým znakem v zóně s převahou větrné eroze byla téměř úplná absence poklesu výkonu neerodovaných a slabě erodovaných variant. Menší ztráty bahna a humusu z akumulčních horizontů humusu naznačují výrazně nižší intenzitu erozních procesů. V trans-uralské stepi je tedy za podmínek převládající větrné eroze směr erozních procesů v půdách mírných svahů obecně podobný těm v severních lesních stepích a před-uralských stepních zónách, kde jsou klimatické podmínky příznivější pro rozvoj vodní eroze, ale jejich intenzita za posledních 35 let byla nižší.

Během posledních 10 až 15 let se zvyšuje nárůst průměrných měsíčních a průměrných ročních teplot vzduchu, pokles množství srážek v teplé sezóně a pokles průměrné roční rychlosti větru, tj. hydrotermálních podmínek studované oblasti.

Zvýšení průměrné roční teploty vzduchu, zejména v letním období, snížení množství srážení kapalin a vzácné případy a intenzity nad 10 mm / den určují nevýznamnost erozního potenciálu dešťů v regionu během vegetačního období. V Trans-Uralu byla rychlost větru i frekvence jeho intenzity v zimním období podzimu vyšší než kritická. V teplém období však dochází k prudkému zvýšení průměrné maximální rychlosti větru, což společně s poklesem srážek naznačuje možnost rozvoje větrné eroze v oblastech nechráněných vegetací. Asi 44% případů s větrem během vegetačního období má potenciálně deflační charakter. Trans-uralská step se vyznačuje projevy prachových bouří, zejména během vegetačního období rostlin. Obecně je obraz změny klimatu v různých regionech trans-uralské stepi jednosměrný a je v souladu s globálním oteplováním, jehož trendy jsou jasně sledovány jak v Rusku, tak po celém světě. Srovnávací analýza změn stavu erodovaných půd za 35 let v severních lesních stepích a předuralských stepních zónách, kde klimatické podmínky přispívají k většímu stupni rozvoje vodní eroze půd, a trans-uralská step s převahou větrné eroze ukázaly, že na svazích jižní expozic se stejnými svahy jsou nejvíce náchylné k další erozi. Ukázalo se, že jde o středě erodované půdy. Charakteristickým rysem byla nižší intenzita erozních procesů a téměř úplná absence poklesu tloušťky neerodovaných a slabě erodovaných půd na území trans-Uralu.

## 5. GEOCHEMICKÉ CHARAKTERISTIKY DISTRIBUCE MAKRO PROSTŘEDKŮ V PŮDĚ

### 5. NEZEMĚNĚNÝCH KRAJIN STŘEDNÍHO URALŮ (NA PŘÍKLADU REZERVACI "BASEGI")

Půdní pokryv horských oblastí jako celku, byl studován v menší míře než u oblastí planin. V hornatých zemích se kvůli ostrým změnám všech hlavních faktorů tvorby půdy (V.V. Dokuchaev a I.P. Gerasimov) v relativně malých oblastech jeden druh půdy prudce mění na jiný a celý půdní pokryv je mnohem pestřejší než v nížinách (Dobrovolsky a další., 1990, 2000, 2002; Vladychensky 1998; Vladychensky a další., 2004; Zhangurov a další., 2012). To se odráží v systému vertikálního i horizontálního územního plánování. V každé vertikální zóně probíhají procesy zvětrávání a tvorby půdy s různými intenzitami, což přispívá k vytvoření specifické geochemické situace a provinčních rysů půdního pokryvu (Urushadze, 1979; Karpachevsky a další., 1997, 2012; Vladychensky, 1998; Vladychensky a další., 2004; Molchanov, 2008; Dymov a kol., 2011, 2014; Borisova, 2012). V současné době jsou urálské půdy studovány hlavně na severním Uralu (Titova, Goryachkin, 2010; Dymov a Zhangurov, 2011 Semikolennykh et al., 2013; Půdy a půdní pokryv ..., 2013). Začal se výzkum půdy v rezervaci „Basegi“ G.N. Kanisev (1964; Kronika přírody ..., 1992), v roce 2000, pojmenování odborníci na Moskevské státní univerzitě jménem M. V. Lomonosova jako součást komplexní expedice ke studiu krajiny zvláště chráněné oblasti (Zamesova et al., 2003). Morfologické studie půd byly provedeny L.V. Kulkovou v letech 2007 až 2012, sestavila půdní mapu rezervace (Kulkova, 2012). Od roku 1994 E.A. Larionova a E.A. Voronchikhina (2003) provedli podrobné environmentální a geochemické studie půdního pokryvu. I.S. Kopylov (2011) studoval geochemické rysy západního Uralů a při uralské oblasti, včetně horské části, včetně území rezervaci Basegi. Autor identifikuje tuto oblast jako přirozenou anomální litogeochemickou zónu podle prvků: Ga, Pb, Zn, Mn, Cr, Ti, Cd, Zr.

#### 5.1 CÍLE A METODY

Studie byly provedeny v přírodní rezervaci Basegi v letech 2011–2013, jejíž hranice zahrnují pohoří Basegi, které se táhlo v poledníku. Pohoří se nachází (mezi 58 ° 50 ' a 60 ° 00 ' s. Š.) Na západních částech pohoří Ural ve východní části Permského území a má zřetelné vrcholy: Severní Baseg (951,9 m nad hladinou moře), Střední Baseg (994,7 m nad hladinou moře), Jižní Baseg (851 m nad hladinou moře). Nejnižší bod v rezervaci se nachází v blízkosti ústí řeky Korostelevky (314 m nad mořem). Horský pás patří do oblasti pohoří nízkého pohoří Středního Uralu (Voskresensky a další, 1980).

Geologické struktury území rezervaci Basegi se účastní komplexní a různorodý komplex metamorfovaných, terigenních, vulkanických a intruzivních formací hornin proterozoického, devonského a kambrianského věku, pokrytých tenkou vrstvou volných sedimentů (Ushkov a další., 1989). Pohoří Basegi je složeno ze sedimentů řady Baseg, rozdělených do apartmá Oslyanskaya, Shchegrovitskaya, Fedotovskaya a Usvinskaya (Younger, 1966). Hlavní vývoj v řadě zahrnuje fylitizované břity, fylity a křemenné pískovce s převahou křemene ve složení (Geologie SSSR, 1969).

Mineralogické složení horských půd Permského kraje studoval Michajlov a Gradusov (Glavatsky, 1977). L.K. Glavatsky popsal, že je představováno smíšenými vrstvami slídy formací smektitu, chloritanu, chloritu a uhelitu. Navíc pro humusový horizont zaznamenala vyčerpání minerálů pomocí bobtnavých balíčků a mírné zvýšení obsahu chloritanu, křemene a živců.

Klima je chladné a vlhké, s kontinentálními projevy. Západní a severozápadní vzdušné masy atlantického vzduchu jsou bohaté na vlhkost (700–800 mm / rok), která padá ve formě srážek, omezená především na západní svah pohoří (Klima a hydrografie, 2016), což ovlivnilo povahu diferenciacie teritoriální pokrytí půdy (Shoba a další., 2014).

Podle zonálního rozdělení vegetace se území nachází v podzóně střední tajgy boreální lesní zóny s jedinečnou kombinací prvků evropské a sibiřské boreální flóry. Na hřebeni Basegi je reprezentována výšková zonace, představovaná horskými lesy, vysokohorskými pásy (Gorchakovsky, 1975).

Krajinně-geochemická struktura výzkumné oblasti je jasně diferencovaná podle výškové zonace.

Eluviální krajiny jsou vyjádřeny v nadmořské výšce 800 mn.m. a více, jsou zastoupeny kamennou, křovitou a mechovou tundrou. Na vrcholech hřebene Basegi jsou rozšířena eluviální ložiska, představovaná štěrkovými křemence a pískovce křemičitého, zpevněnými jemnou písčitou hlínou. Tloušťka nánosů je 0,5–2,5 m.

Tranzitní krajiny se subalpínskými loukami zahrnují tři vysokohorské rostlinné pásy: parkový les, louky a křivé lesy. Kvartérní sedimenty o tloušťce 3–5 m od horních a moderních vazeb představují hlíny se štěrkem, hrubým materiálem a jemnou zeminou se štěrkem. Vyznačují se poměrně strmými, nyní zalesněnými svahy, na nichž v době zalednění severního Uralu zazněly gravitační pohyby materiálu, deluviální drift a půdotok.

Spodní části svahů jsou trans akumulativní krajiny (pás horských lesů) až do nadmořské výšky 450–600 m nad mořem. Jsou pokryté jehličnatou tajgou s hustým travnatým pokryvem. Deluviální sedimenty jsou podloženy sedimenty stříbrné řady. (Ushkov a další., 1989; Geologie SSSR ..., 1969).

Na jemnějších svazích (jižní, východní) mají trans akumulativní krajiny vyšší hranice, které stoupají téměř k samotným vrcholům.

Studie tras byly kombinovány pomocí metod půdních klíčů a katény. Řezy půdy jsou položeny na pohoří Severní Basegi, v dané krajinné geochemické makro katény (absolutní výška 950–315 m nad hladinou moře), kde jsou plně reprezentovány výškové vegetační zóny horské části Středního Uralu. Autoři použili klasifikaci půd v Rusku (Klasifikace ..., 2004; Polní determinant půd, 2008). Hlavní vlastnosti půdy (pH H<sub>2</sub>O, pH KCl, hydrolytická kyselost Ng, obsah organického uhlíku a obsah Ca a Mg) byly stanoveny standardními metodami. Celkový obsah K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Si, P, S, Ti a Cr byl stanoven ve 12 řezech rentgenovou difrakční analýzou pomocí přístroje ReSpekt v Laboratoři fyziky půdy a chemie půdního ústavu pojmenovaného po V.V. Dokuchaev. Geochemické koeficienty byly vypočteny podle (Perelman, Kasimov, 1999; Orlov, Sadovnikova, 2005; Rodionova, 2012; Okolelova a další., 2014; Sandler a další., 2012). Zpracování dat bylo provedeno metodou párových korelací a shlukové analýzy (Microsoft Excel a Statistica 6.0).

## 5.2 VÝSLEDKY VÝZKUMU

Území rezervace je jedinečné ve vztahu k půdám, které jsou přiděleny do čtyř divizí post litogenní tvorby půdy: alfa-humus (řez 18), strukturně-metamorfni (řezy 15, 17, 19, 26, 27, 30, 32), organokumulativní (řezy 28, 29), žlábký (řezy 31, 24). Typy a podtypy byly

diagnostikovány přítomností odpovídajících diagnostických genetických znaků v profilu, materiály byly publikovány dříve (Samofalova a další., 2012, 2014 a, 2014 b, 2015; Samofalova, 2012, Shoba a další. 2014; Luzyanina, 2016). Jsou známy obecné morfologické vlastnosti horských půd: zkrácený profil, slabě vyjádřená diferenciací genetických horizontů. Nebyly identifikovány žádné morfologické znaky podzolizace, barva horizontů je nahnědlá.

Na svazích pohoří Severní Baseg bylo stanoveno následující pořadí vertikálních půdních zón: -půdy eluvialních typů jsou představovány litozemí (755–930 m nad mořem), petrozémí a podbory (930–950 m nad mořem);

- tranzitní-organokumulativní (subalpínské horské loukové půdy podle klasifikace půdy (1977), (570–760 m nad mořem), omezené převážně na svahy jižních a východních expozic;

- trans akumulativní s hnědozemí (315–655 m n. m.). (Shoba et al., 2014)

Obecné vlastnosti půdy byly charakterizovány fyzikálně-chemickými parametry. Obsah organických látek ve studovaných půdách se pohybuje od 3,2 do 4,1 % hmotnostních půdy. V půdách vytvářejících se v nadmořské výšce více než 600 m nad mořem., humusový profil je charakterizován prodloužením v důsledku vyšší produktivity subalpínských fytoocenóz a sulfátového složení humusu. V půdách parkového lesa a pásů horských lesů (řezy 27, 15, 19, 24, 26) se množství organické hmoty s hloubkou snižuje ještě výrazněji.

Půdy mají kyselou reakci (pH H<sub>2</sub>O) a vyznačují se vysokou metabolickou kyselostí (pH KCl), která se mění od 3,01 do 3,97. Tyto zákonitosti změn indexů kyselosti v půdním profilu ukazují na intenzivní výskyt procesů přeměny minerálů v těchto půdách, doprovázených aktivním uvolňováním hliníku a protonů (Sokolova et al., 2012). Časné studie (Samofalova, Luzyanina, 2014) potvrdily závislost pH KCl na vysokém obsahu vyměnitelného hliníku. Bylo zjištěno, že v půdách na břidlicích, které se snadno fyzicky rozpadají, je obsah Al<sup>3+</sup> + vyšší (Ivanova, 1949).

Podle zón s vysokou nadmořskou výškou neexistovaly žádné změny v kyselosti (Samofalova, Luzyanina, 2014). Půdy se výrazně liší v obsahu vyměnitelných Ca a Mg (od 0,1 do 22,3 mekv / 100 g půdy v horních organogenních horizontech). V některých případech se obsah těchto kationtů zvyšuje ve skále a v přechodném horizontu.

Hlavním pozadím půdního pokryvu rezervaci Basegi jsou hnědozemi, a proto je hlavním procesem vytváření hnědozemi (Luzyanina, 2016). Vývoj hnědozemi probíhá pod vlivem procesu vytváření hlíny. Texturní diferenciací horských lučních půd je slabě vyjádřena. Mezi sledovanými půdami převládají půdy hlinité a jílovité granulometrické kompozice. V tranzitních krajinách (řezy 31, 28, 17) je distribuce velikosti částic lehčí; v trans akumulativních (řezy 26, 19) - přísnější.

Hrubé složení půd a povaha profilového rozložení prvků jsou důležitými diagnostickými znaky procesů probíhajících v půdě. Získané experimentální údaje to potvrzují. Povaha intra profilové distribuce oxidů a kyseliny křemičité indikuje slabě vyjádřený stupeň vývoje illuviálně-eluviálních procesů nebo jejich nepřítomnosti, což určuje přítomnost hnědozemického formování a procesu formování louky (Luzyanina, 2016). Koeficienty eluviálně-illuviální migrace nám umožňují posoudit nízký kontrast hrubého složení půdního profilu.

## Charakteristiky půd rezervaci Basegi

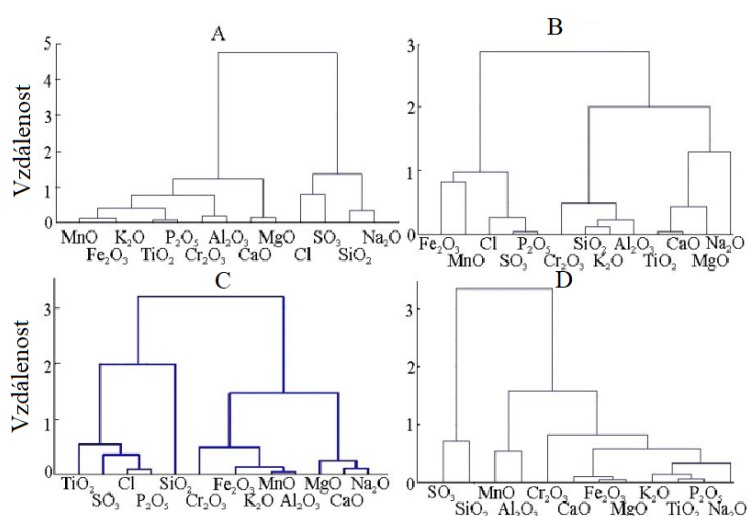
horizont, hloubka, cm	fyzikálně-chemické vlastnosti					B			
	pH		C org %	Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> mg ekv/100g	Hr	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O
	KCl	H <sub>2</sub> O							
<b>eluvialní krajiny</b>									
řez 18, 950m nad mořem									
BHF, 6–24	3.64	4.25	3.6	21.4	22.1	67.26	14.67	4.69	2.03
BFan, 24–41	3.88	4.42	1.7	17.1	17.3	66.84	15.09	4.52	1.95
<b>tranzitní krajiny</b>									
řez 30, 900 m nad mořem									
AY <sub>1</sub> , 13–23	3.01	4.07	4.1	2.7	20.7	68.67	11.45	3.40	1.74
AY <sub>2</sub> , 23–32	3.45	4.16	3.8	0.7	22.2	66.18	12.41	5.09	1.82
BM, 32–50	3.91	4.48	1.5	0.5	13.3	69.69	13.28	4.11	1.77
C, 50–75	3.95	4.58	1.6	1.9	12.4	74.28	13.64	3.84	1.81
řez 31, 743 m nad mořem									
O, 6–9	3.18	4.25	3.6	0.1	8.8	80.38	6.64	0.93	0.98
G, 9–22	3.34	4.21	1.3	1.5	2.9	82.61	9.22	1.64	1.19
C–Gf, 22–33	3.16	4.25	1.0	–	9.9	76.99	11.85	3.39	1.67
řez 32, 691 m nad mořem									
AY <sub>1</sub> , 5–9	3.50	4.01	4.0	2.5	16.2	61.33	14.67	8.02	2.67
AY <sub>2</sub> , 9–22	3.77	4.18	2.6	1.1	13.9	61.51	15.34	8.23	2.66
AYf, 22–37	3.80	4.48	2.3	2.7	13.2	61.70	16.24	8.53	2.7
BM, 37–58	3.84	4.60	1.5	1.5	13.2	63.56	16.05	8.19	2.60
C, 58–68	3.97	4.80	0.4	1.7	11.0	65.11	16.84	8.01	2.69
řez 29, 613 m nad mořem									
AY <sub>1</sub> , 3–8	3.53	4.67	3.4	5.0	15.0	59.01	14.46	7.14	2.40
AY <sub>2</sub> , 8–18	3.58	5.0	4.6	4.2	15.3	61.20	14.92	7.35	2.59
AYm, 18–74	3.75	4.70	2.3	0.9	15.7	62.11	15.60	7.72	2.47
řez 27, 590 m nad mořem									
AYan, 4–12	3.80	5.09	3.7	17.8	10.3	63.10	16.11	6.14	2.29
AYg, 12–26	3.71	5.39	1.8	15.3	9.7	66.03	15.52	6.65	2.41
BMg, 26–57	3.83	5.60	0.2	16.9	3.8	66.74	13.98	7.13	2.32
Cf,g, 57–67	3.84	5.67	0.1	22.3	3.8	66.38	15.07	7.59	2.45
řez 17, 590 m nad mořem									
AY, 4–13	–	–	–	–	–	58.82	13.70	5.82	2.08
AYm, 13–23	–	–	–	–	–	59.38	14.37	6.40	2.17
BM <sub>1</sub> , 23–32	–	–	–	–	–	67.66	14.91	5.69	2.29
BM <sub>2</sub> , 32–46	–	–	–	–	–	69.56	14.57	5.41	2.28
C, 46–56	–	–	–	–	–	68.57	15.56	5.62	2.41
řez 15, 577 m nad mořem									
AY, 10–14	3.44	4.63	3.5	8.5	15.0	71.45	12.51	5.02	2.06
BM, 14–21	3.47	4.81	1.6	–	17.3	69.64	14.51	5.98	2.08
BMi, 21–43	3.54	4.92	0.8	6.6	19.8	67.55	15.59	6.39	2.15
C, 43–70	3.72	5.14	1.0	5.4	14.1	69.77	14.28	6.13	2.16
řez 28, 577 m nad mořem									
AYh, 4–13	–	–	–	–	–	57.20	12.22	6.33	2.28
AY, 13–18	–	–	–	–	–	59.71	13.56	7.36	2.35
AY, 18–35	–	–	–	–	–	62.32	15.91	8.22	2.51
C, 33–43	–	–	–	–	–	64.39	15.19	7.96	2.49
řez 19, 565 m nad mořem									
AY, 6–15	3.32	4.10	3.2	5.0	18.0	46.31	7.87	7.81	1.30
BMel, 15–30	3.83	4.47	1.5	–	14.2	64.71	15.63	7.63	2.25
BM, 30–72	3.78	4.61	0.9	2.5	13.2	65.92	14.95	7.32	2.22
C, 72–82	3.94	5.66	0.2	21.9	3.6	65.58	15.16	7.59	2.43
trans akumulativní krajiny									
řez 24, 518 m nad mořem									
Gf, 16–36	3.38	4.66	2.6	0.9	22.9	71.60	14.01	3.55	2.01
C–G, 35–58	3.35	4.92	0.9	7.0	20.2	68.53	15.47	6.79	2.07
Cg, 58–70	3.35	5.24	1.0	14.9	13.9	65.58	15.96	6.71	2.12
řez 26, 315 m nad mořem									
AY, 5–22	3.33	4.66	3.5	–	25.2	65.62	14.66	5.60	2.17
AY, 22–33	3.37	3.85	2.7	0.2	25.2	65.23	15.88	5.88	2.14
BM, 33–57	3.54	4.66	0.6	–	20.4	69.68	14.29	5.59	2.13
BMi, 57–67	3.48	4.83	0.5	2.5	17.5	71.40	14.50	5.45	2.27

Tab. 15

Zdroj: I. A. Samofalova, O. B. Rogova, O. A. Luzyanina, A. T. Savichev. 2016

V půdách transakumulační části svahů slabost zpětné vazby mezi křemíkem a uvedenými prvky oslabuje, zesiluje se pouze SiO<sub>2</sub>-Cl. Kromě toho neexistuje žádná korelace mezi obsahem Fe a Al, Fe a Mn, což charakterizuje posílení zvětrávání a přeměny primárních minerálů. V podmínkách nízkohorské střední tajgy se objevuje vazba mezi Fe a Al a zintenzivňují se nové vztahy mezi koncentracemi prvků: Na<sub>2</sub>O-CaO, Na<sub>2</sub>O-MgO, Na<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>, CaO-TiO<sub>2</sub>, MgO-TiO<sub>2</sub>, MgO-SO<sub>3</sub>. Vztah fosforu s prvky je slabý (kromě křemíku). Zajímavým faktem je projev vzájemného propojení mezi oxidy P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SO<sub>3</sub>, Cl, které zachovávají úzký vztah mezi jejich obsahem v půdě, bez ohledu na vystavení svahů. Takové geochemické rozdíly v distribuci chemických prvků jsou komplikovány vertikálním zónováním horských krajín, kde se stupeň obohacení půdy o prvky zvyšuje se snižováním nadmořské výšky, což je určováno úlohou materiálových toků v kaskádovém krajíně-geochemickém systému hor (Sivokon, 2015).

Obr.9



Zdroj: I. A. Samofalova, O. B. Rogova, O. A. Luzyanina, A. T. Savichev. 2016

V humusovém horizontu půd eluviální tranzitní krajiny byly shluky identifikovány těsností spojení a podobností interakce prvků a shluky s nejbližšími vazbami zahrnovaly 2–3 prvky (obr.9A). Například, MnO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O; TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; CaO-MgO. Samostatný cluster je tvořen Si-Na a Cl - S. V humusovém horizontu půd pásu horských lesů jsou jasně identifikovány 3 shluky s těsností komunikace menší než 1 (obr.9B). Jeden ze shluků, kombinujících biogenní prvky (Cl, S, P), má vysoký stupeň blízkosti prvků. Do jednoho shluku spadly elementy alkalických zemin a Ti (s valencemi 2+ a 4+) do druhého shluku (prvky s valencemi 3+ a 1+). Samostatně vzdálené byly Na<sub>2</sub>O a do určité míry cluster MnO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, což je v souladu s údaji L.K. Glavatskikh (1971).

S ohledem na elementární složení mateřských hornin jsou identifikována i jiná geochemická asociace prvků než v humusovém horizontu půd, a to jak v horském lese, tak v alpsko-subalpínském pásu (obr.9C, D). V půdách vytvořených na eluviu hornin za drsných podmínek jsou 3 shluky označeny spojovou těsností menší než 0,5: Fe-K-Mn-Al; Mg-Ca-Na; P-Cl

-S-Ti. Od všech prvků byl oddělen Si. V půdách pod smrkem a jedlí dochází ke vzniku geochemické situace vlivem intenzivní laterální migrace látek, jiné vegetace a jiné mikroklíma, což zjevně vede k tvorbě blízkých skupin P-Ti-K-Na; Fe-Mg-Ca. Kromě toho vynikají dva izolované klastry: S-Si a Mn-Al, které se nejméně podílejí na tvorbě mateřských hornin.

Shluková analýza Wardovou metodou (podle Pearsonova koeficientu) tak ukazuje různá spojení chemických prvků v závislosti na umístění půd v krajinné geochemické struktuře hřebene a genetickém horizontu.

## **6.DISKUSE**

Na základě výše uvedených výsledků studií černozemí jižní stepní zóny lze vyvodit následující závěry:

Přítomnost komplexních svahů západní a jižní expozice v stepní zóně oblasti Čeljabinska, vystavená převládajícím větrům, dobře osvětlená a vysoce zahřátá, způsobuje během orby významné vystavení půdy erozním procesům.

Zavedení střídání plodin na orné půdě.

Aplikace organických a minerálních hnojiv v souladu s technologií pěstování plodin a vlastností půdy.

Organizace lesního hospodářství (výsadba lesních pásů).

Tato opatření pomohou zachovat a zvýšit obsah humusu, zlepšit strukturu a fyzikální vlastnosti půdy, a tím pozastavit erozní procesy.

## **6. ZÁVĚR**

Na území Republiky Baškortostán, v severních a jižních lesních stepích a v horských lesích došlo v posledním desetiletí ke zvýšení průměrných měsíčních a průměrných ročních teplot vzduchu, snížení srážek a průměrné roční rychlosti větru, to znamená, že hydrotermální podmínky studované oblasti se staly sušší. Zvýšení průměrné roční teploty vzduchu, zejména v letním období, snížení množství kapalných srážek a vzácné případy jejich intenzity přesahující 10 mm / den určují nevýznamnost erozního potenciálu dešťů v regionu během vegetačního období. Extrémní srážky ve vrstvě a intenzita vzácných srážek však přispívají více k celkovému eroznímu účinku ve srovnání se slabými dešti se stejným úhrnem srážek za rok, což určuje prevalenci vodní eroze půd na území před Uralu. Na území před Uralu byla rychlost větru i frekvence jeho intenzity vyšší než kritická, ale ostré zvýšení průměrné měsíční maximální rychlosti větru v srpnu v jižní lesní stepní zóně zároveň se snížením srážek a zvýšením frekvence silných větrů v horské lesní zóně naznačuje možnost eroze větru na půdě nechráněné vegetací.

Za posledních 10 až 15 let se na území stepního trans-Uralu vyskytlo zvýšení průměrné měsíční a průměrné roční teploty vzduchu, pokles množství srážek v teplé sezóně a pokles průměrné roční rychlosti větru, tj. erozní potenciál dešťů a hydrotermální podmínky studované oblasti se staly vyprahlejšími. Zároveň byla v tomto regionu rychlost větru i frekvence jeho intenzity v zimním období podzimu vyšší než kritická. Během vegetačního období však dochází k prudkému nárůstu průměrné měsíční maximální rychlosti větru, počtu prachových bouří a přítomnosti 44 % větrů ohrožujících deflaci, což naznačuje nebezpečí rozvoje eroze větru.

Srovnávací analýza změn stavu erodovaných půd za 35 let v severních lesních stepích a před Uralských stepních zónách, kde klimatické podmínky přispívají k většímu stupni rozvoje vodní eroze půd, a Trans-uralská step s převahou větrné eroze ukázaly, že na svazích jižní expozice se stejnými svahy jsou nejvíce náchylné k další erozi. Ukázalo se, že se jedná o středně

erodované půdy. Charakteristickým rysem byla nižší intenzita erozních procesů a téměř úplná absence poklesu tloušťky neerodovaných a slabě erodovaných půd na území Trans-Uralu.



## 7.LITERATURA

1. Adinyaev E.D. Vliv různých režimů pastvin na projevy erozních procesů v subalpínské zóně Severní Osetie. Bulletin Gorské státní agrární univerzity. 2013. 52-59 s.
2. Archiv počasí v Magnitogorsk. [Elektronický zdroj]. - stáhnout archiv počasí - 2005–2014 - přístup:  
[http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2\\_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B\\_%D0%B2\\_%D0%9C%D0%B0%D0%B3%D0%BD%D0%B8%D1%82%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D1%80%D1%81%D0%BA%D0%B5](http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B_%D0%B2_%D0%9C%D0%B0%D0%B3%D0%BD%D0%B8%D1%82%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D1%80%D1%81%D0%BA%D0%B5)
3. Archiv počasí v Magnitogorsk. [Elektronický zdroj]. - Statistika počasí. - 2005–2014 - přístup:  
[http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2\\_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B\\_%D0%B2\\_%D0%9C%D0%B0%D0%B3%D0%BD%D0%B8%D1%82%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D1%80%D1%81%D0%BA%D0%B5](http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B_%D0%B2_%D0%9C%D0%B0%D0%B3%D0%BD%D0%B8%D1%82%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D1%80%D1%81%D0%BA%D0%B5)
4. Archiv počasí v Ufa. [Elektronický zdroj]. - stáhnout archiv počasí. - 2005–2014 - přístup:  
[http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2\\_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B\\_%D0%B2\\_%D0%A3%D1%84%D0%B5](http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B_%D0%B2_%D0%A3%D1%84%D0%B5)
5. Archiv počasí v Yanaul. [Elektronický zdroj]. - stáhnout archiv počasí. - 2005–2014 - přístup:  
[http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2\\_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B\\_%D0%B2\\_%D0%A1%D0%B0%D1%80%D0%B0%D0%BF%D1%83%D0%BB%D0%B5](http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B_%D0%B2_%D0%A1%D0%B0%D1%80%D0%B0%D0%BF%D1%83%D0%BB%D0%B5)
6. Archiv počasí v Zilair. [Elektronický zdroj]. - stáhnout archiv počasí. - 2005–2014 - přístup:  
[http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2\\_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B\\_%D0%B2\\_%D0%97%D0%B8%D0%BB%D0%B0%D0%B8%D1%80%D0%B5](http://rp5.ru/%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%B2_%D0%BF%D0%BE%D0%B3%D0%BE%D0%B4%D1%8B_%D0%B2_%D0%97%D0%B8%D0%BB%D0%B0%D0%B8%D1%80%D0%B5)
7. Armand D.L. Fyzikálně geografické principy navrhování sítě přístřeší. Geografický ústav, Akademie věd SSSR, 1961. -367 s.
8. Barabanov A.T. Agrolesnické v půdoochranných zemědělství: monografie. Volgograd 1993. - 156 s.
9. Belyaev V.A., Boj proti vodní erozi půdy mimo černozemního pásma. Rosselkhozizdat 1976, 154 s.
10. Bogomolov D.V., Půda Bashkirské autonomní sovětské socialistické republiky. Akademie věd SSSR 1954. -296 s
11. Borisova I.G. Přírodní rysy horských krajín taigy regionu Horní Amur // Zeměpis a přírodní zdroje. 2012. č. 4. 126–136 s.
12. Dobrovolsky G.V., Nikitin E.D., Ochrana půdy jako nezbytná součást biosféry. Funkční a environmentální přístup. 2000,185 s.
13. Dobrovolsky G.V., Nikitin E.D., Půdní funkce v biosféře a ekosystémech. Science 1990, 270 s.
14. Dymov A.A., Dubrovsky .A.,Pyrogenní změny v železo-illuviálních podzolozech ve střední tajze Komské republiky. Věda o půdě 2014. č. 2. 144–154 s.
15. Dymov A.A., Zhangurov E.V., Morphological-genetic characterization of soils on the Enganepe Ridge.Věda o půdě. 2011. č. 5. 515–524 s.
16. Frich P. L. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century /P.L. Frich, V. Alexander, P. Della-Marta, B.Gleason, M. Haylock, Tank Klein, T.Peterson // Climate Res. – 2002. -Vol. 19. - P.193-212.
17. Gabbasova I.M. Eroded soils in the Pre-Urals and the evaluation of their temporal changeability / I.M. Gabbasova, I.K. Khabirov, R.R. Suleymanov, T.T. Garipov, P. Liebelt, M. Frühauf // Consequences of (post-socialist) land use and climate change for landscape water budgets, soil degradation and rehabilitation in the forest steppe zone of Bashkortostan. First results of an international and interdisciplinary joint project (sponsored by the

- VOLKSWAGEN-Foundation) between German and Russian scientists. – Germany: Druck-Zuck GmbH Halle (Saale), Martin-Luter-Universität Halle-Wittenberg, 2012. – P. 57-65
18. Ganzhara N.F., Borisov B.A., Baybekov R.F., Workshop o půdní vědě. Agroconsult, 2002. 280s.
  19. Ganzhara N.F., Soil Science. Agroconsult 2001,392 s.
  20. Gendugov V.M., Glazunov G.P., Větrná eroze půdy a prachové ovzduší. Fizmatlit 2007. - 240 s.
  21. Geologie SSSR XII. Perm, Sverdlovsk, Čeljabinsk a Kurgan. Část 1. Geologický popis. Nedra, 1969. 124–132 s.
  22. Glavatskikh L.K., Mineralogické složení horských taigských půd severního Uralu . 1971. 35–42 s.
  23. Glazunov G.P. Kritická rychlost větru jako indikátor antideflačního odporu půd. Soil Science 1983. 112-118 s.
  24. Gorchakovskiy P.L., Rostlinný svět vysokých hor Uralu. Science 1975. 13–67 s.
  25. Hodnotící zpráva o změně klimatu a jejích důsledcích v Ruské federaci. Svazek I. Změna klimatu [Elektronický zdroj]. - M.: Roshydromet, 2008 . 31-87 s. Přístup: <http://climate2008.igce.ru/v2008/v1/vl-0.pdf>
  26. Ivanov V.D., Ochrana půd před erozí a zvyšování jejich úrodnosti na základě souboru protierozních opatření v Centralé Lesostepi. - Minsk: BNIIPA, 1984, 40s.
  27. Ivanova E.N., Horské lesní půdy Středního Uralu. Půdní institut Akademie věd SSSR. 1949. 57–142 s.
  28. Izvekov A.S., Rybalkin P.N., Větrná eroze půd. Kolos 1975, 317s.
  29. Kadilnikov I.P. Podmínky formování půdy na území a jeho provinční znaky / I.P. Kadilnikov, S.N. Taichinov, Půdy Bashkirie: Ufa: Polygrafický závod Úřadu pro vydávání, tisk a knižní obchod Rady ministrů BASSR. Geneze, klasifikace, geografie, fyzikální a chemické vlastnosti převládajících půd Bashkirie. 1973. 15-62 s.
  30. Kanateva N.P., Moderní změny klimatických faktorů eroze v regionu Severní Povolží / N.P. Kanateva, S.F. Krasnov, L.F. Litvin , Půdní eroze a kanálové procesy. Vydání 17. Nakladatelství Moskevské státní univerzity 2010. 14-28 s.
  31. Kanisev G.N., O primitivně akumuláčních půdách horského lesa na západním svahu Středního Uralu // Problémy pedologie a agrochemie. Perm Zemědělský ústav 1964. 175–188 s.
  32. Karpachevskiy L.O., Tvorba půdy v horách Sikhote-Alin. GEOS 2012.138 s.
  33. Karpachevskiy M.L., Shevchenko E.M., Poměr litogenních a koenogenetických faktorů při tvorbě hnědých lesních půd Středního Uralu / Věda o půdě 1997. 22-30 s.
  34. Kaurichev I.S., Věda o půdě. Kolos 1982.
  35. Kirin F.Ya., Geografie oblasti Čeljabinska. Přepřacování: Čeljabinsk, South Ural Book Publishing House, 1973.
  36. Kirin F.Ya., Pokyny k ochraně půdy před vodní erozí a deflací v Čeljabinsku. Čeljabinsk 1991, 57 s.
  37. Kirkby M.J. Eroze a životní prostředí. Kolos, 1984. 11-23 s.
  38. Klasifikace a diagnostika ruských půd. Smolensk: Oikumena, 2004.342 s.
  39. Klima a hydrografie rezervy Basegi. [Elektronický zdroj]: oficiální stránka rezervy Basegi. URL: <http://www.basegi.ru/ozapovednike/prirodnye-usloviya/klimat-i-gidrografiya>
  40. Komissarov M.A. Eroze půdy během zavlažování mobilními postřikovači / Meliorace půdy a vodní hospodářství. 2011. č. 3. 32-34 s.
  41. Komissarov M.A., Eroze půdy během tání sněhu na mírných svazích na jižním Uralu / M.A. Komissarov, I.M. Gabbasova // Soil Science. 2014. č. 6. 734-743 s.
  42. Kopylov I.S. Rysy geochemických polí a lithochemických anomálních zón Západního Uralu a při Uralské oblasti // Bulletin of Perm University 2011. Geologie. 26 s.

43. Kovrigo V.P., Kaurichev I.S., Burlakova L.M., Věda o půdě se základy geologie. Kolos 2000, 416s.
44. Kozachenko A.P., Stav půdy a půdního pokryvu v Čeljabinsku podle výsledků sledování zemědělské půdy. Čeljabinsk 1997, 112 s.
45. Kronika povahy přírodní rezervace Basegi. 1992.
46. Kulkova L.V., Vlastnosti formování půdy a některé výsledky mapování půdy na území rezervace Basegi // Basegi Příroda: 30 let ochrany a výzkumu: Články věnované 30. výročí přírodní rezervace Basegi. 2012. Vydání. 2, 230 s.
47. Larionova E.A., Voronchikhina E.A., Vliv technogenního znečištění na chráněná území Permského regionu // Geochemická ekologie a biogeochemické studium biosférických taxonů: Materiály čtvrté ruské biogeochemické školy. Science 2003. 149-150 s.
48. Levit A.I. Jižní Ural: Geografie, ekologie, ochrana přírody. Učebnice - Čeljabinsk. Jižní Ural, 2001.
49. Litvin L.F., Stacionární studie eroze půdy během tání sněhu ve střední oblasti Nečrnozemí / L.F. Litvin, V.N.Golosov, N.G. Dobrovolskaya, N.N. Ivanova, Z.P. Kiryukhina, S.F. Krasnov . Půdní eroze a kanálové procesy. Vydání 11. - Nakladatelství Mosk. Univ. 1997. 53–72 s.
50. Luzyanina O.A., Vývoj půdního pokryvu rezervaci Basegi v holocénu (západní svah středního Uralu). 2016. 26 s.
51. Lysak G.N. Rostliny chrání půdu. Čeljabinsk: Nakladatelství knih Jižní Ural, 1981. -81 s.
52. Lysak G.N. Zemědělská technika chrání půdu. Čeljabinsk:Nakladatelství knih Jižní Ural 1983. - 89 s.
53. Meshcherskaya A.V., Eremin V.V., Baranova A.A , Maistrova V.V.. Meteorologie a hydrologie. 2006. č. 9. 46-57 s.
54. Meteorologické měsíční výkaz a ročenky. Hydromet. Federální státní rozpočtová instituce "Bashkirskoe UGMS". 1997–2013. Vydání 41. Část II
55. Meteorologické měsíční výkaz a ročenky. Rohydromet. Federální státní rozpočtová instituce "Privolzhskoe UGMS". 2000–2013 Vydání 12. Část II
56. Mikheev V.A. Klimatologie a meteorologie: příručka k předmětu Earth Science pro studenty zapsané ve specializaci 28020265. Environmental Engineering. Ulyanovsk State Technical University 2009. -77 s.
57. Mindiyarov D.D. Rysy projevů erozních procesů v jižním Uralu. Půdní eroze jižního Uralu. Sběrka vědeckých prací. Ufa: BFAN SSSR, 1984.3-13 s.
58. Mironchenko F.A., Ivonin V.M., Boj proti erozi půdy a zvýšení úrodnosti erodovaných zemí na území Rostova. Kolos 1976. 157 s.
59. Molchanov E.N., Formování horských loukových černozemových půd vysokých hor // Půdní věda. 2008. Č. 12. 1438–1452 s.
60. Nalivkin D.V. Hurikány, bouře a tornáda. Zeměpisné rysy a geologická činnost. redakтура M.I. Budyko. Science 1969. -487 s.
61. Oficiální stránka vlády Sverdlovské oblasti
62. Oficiální stránka zplnomocněného prezidenta Ruska ve federální oblasti Uralu <http://uralfo.gov.ru/district/>
63. Ochrana půdy před vodní a větrnou erozí na Uralu, v Baškirské a Tatarské autonomní sovětské socialistické republice: doporučení. Výzkumný ústav ochrany půdy před erozí. Rosselkhozizdat 1979.- 40 str.
64. Okolelova A.A., Kozhevnikova V.P., Kunitsyna I.A., Tarasov A.P., POSOUZENÍ POLYELEMENTOVÉ TOXIKACE PŮD // Základní studie. 2014. č. 3. 296–300 s.
65. Orlov D.S. Sadovnikova L.K., Chemie půdy. Vyšší škola 2005.558 s
66. Perelman A.I., Kasimov N.S. Geochemie krajiny. M.: Astrea, 1999. 786 s.

67. Polní determinant půd. Půdní institut V.V. Dokuchaeva 2008.182 s
68. Půdy a půdní pokryv Pechora-Ilychské rezervace (Severní Ural) / Ed. Degtevov S.V. a Lapteva E.M. Syktyvkar. 2013.328 s
69. Ramazanov R.Ya., Větrná eroze a role podpovrchové kultivace v boji proti ní na typických uhličitánových černozémech Bashkirského před Uralu. Ramazanov Rif Yarullovič. Ufa, 1973. - 21 s.
70. Rodionova M.E., Charakteristiky změn hrubého chemického složení lesních stepí a stepních půd v důsledku jejich agrogenních transformací // Základní studie. 2012. č. 3. 333–338 s.
71. Samofalova I. A., Rogova O. B., Luzyanina O. A., Savichev A. T., GEOCHEMICKÉ CHARAKTERISTIKY DISTRIBUCE MAKROPROSTŘEDKŮ V PŮDĚ URBUSOVÝCH KRAJIN STŘEDNÍHO URÁLŮ (PŘÍKLADEM REZERVACE BASEGI) 2016.
72. Samofalova I., Luzyanina O., Maulina E., Kulkova L. Featuressoilmountain-taiga zone the middle urals // Igdір University J. of the Institute of Science and Technology. 2 (2EK: A). 2012. P. 93–100.
73. Samofalova I.A., Kulkova L.V., Luzyanina O.A., Loskutova N.M., Přírodní podmínky a morfologické vlastnosti horských půd na území přírodní rezervace Basegi na území Perm // // Půdy přírodních rezervací a národních parků Ruské federace. Fond „Infosphere“ NIA-Priroda, 2012. 196–199 s.
74. Samofalova I.A., Luzyanina O.A., Horské půdy Středního Uralu (na příkladu „Basegi“). Perm, 2014a. 154 s.
75. Samofalova I.A., Luzyanina O.A., Kondratyeva M.A., Mamontova N.V. Elementární složení půd v nenarušených ekosystémech na Středním Uralu // Bulletin státu Altaj. zemědělská univerzita. 2014. č. 5. 67–74 s.
76. Samofalova I.A., Luzyanina O.A., Půdy rezervaci Basegi a jejich klasifikace // Perm Agrarian Bulletin. 2014b. Č. 1. 50-60 s.
77. Samofalova I.A., Rogova O.B., Luzyanina O.A. Využití skupinového složení sloučenin železa pro diagnostiku horských půd na Středním Uralu. Půdní institut V.V. Dokuchaeva 2015. Č. 79. 111–136 s.
78. Sandler A., Teutsch N., Avigab D. Sub-Cambrian pedogenesis recorded in weathering profiles of the Arabian-Nubian Shield // Sedimentology. 2012. P. 1305–1320
79. Semikolennykh A.A., Bovkunov A.D., Aleinikov A.A., Půdy a půdní pokryv tajgy zóny Severního Uralu (horní tok řeky Pechora) // Věda o půdě. 2013. 911–923 s.
80. Shoba S.A., Kovaleva N.O., Samofalova I.A., Luzyanina O.A., Rysy prostorové diferenciacie půd přírodní rezervace Basegi (Střední Ural). Úloha půdy v biosféře. Institut ekologických věd o půdě, Moskevská státní univerzita M.V. Lomonosova. 2014. 5–17 s.
81. Sivokon Yu.V., Geochemické rysy a mezikomponentní komunikace horských krajín západního a středního Kavkazu. Stavropol, 2015. -145 s
82. Sobol N.V., ROZVOJ EROZIČNÍCH PROCESŮ ZMĚNY KLIMATICKÝCH PODMÍNKŮ JIŽNÍHO URÁLNÍHO KRAJE. 2013.
83. Sokolova T.A., Tolpesta I.I., Trofimov S.Ya. Kyselina půdy. Acidobazické půdy ukládání do vyrovnávací paměti. Hliníkové sloučeniny v pevné fázi půdy a v půdním roztoku. Tula: Grif a K, 2012,-124 s.
84. Thornes J.B. The ecology of erosion /J.B. Thornes // Geography. – 1985. - №70. – P.222-235
85. Titova A.A., Goryachkin S.V., Půdy ekotonů horských lučních lesů severního Uralu . 2010. Vydání. 16. 195–201 s.
86. Tolchel'nikov Yu.S. Eroze a deflace půdy. Způsoby, jak se s nimi vypořádat: příručka pro zemědělského specialistu. Agropromizdat 1990.- 158 s.
87. Tsurikov A.T., Věda o půdě. Agropromizdat 1986. -287s.

88. Tsyganenko A.F. Geografie půd. Nakladatelství Leningradské univerzity 1972. -265 s.
89. Urushadze T.F. O některých aspektech tvorby půdy v horských oblastech. Půdní věda 1979. Č. 1. 131–143 s.
90. Ushkov B.K., Teterin I.P., Suslov S.B. Státní geologická mapa SSSR v měřítku 1: 200 000. Ser. Sredneuralskaya: list 0–40– XI a vysvětlivka k němu. Sverdlovsk, 1989.
91. Vědecký a aplikovaný odkaz na klima SSSR: Série 3. Vytrvalá data. Části 1-6 / stát. kom SSSR na hydrometeorologii. SPb: Gidrometeoizdat, 1987. 9. vydání: Perm, Sverdlovsk, Čeljabinsk, regiony Kurgan, autonomní sovětská sovětská socialistická republika Bashkir / území Ural. řízení v hydrometeorologii. 1990.
92. Vladychensky A.S., Bogomolov E.G., Abysova O.N., Struktura půdního pokryvu vysočiny v horských systémech subborealálních a borealálních zón // Soil Science. 2004. č.12. 1519-1526 s.
93. Vladychensky A.S., Vlastnosti formování horské půdy. Science 1998.-190 s.
94. Voskresensky S.S., Leontiev O.K., Spiridonov A.I., Geomorfologické členění SSSR a přilehlých území. Vyšší odborná škola, 1980.-343 s.
95. Yurkin S.N. a další. Ztráty prvků v zemědělství a ochraně životního prostředí. VNIITEISCH 1978.
96. Zakharov N.G. Ochrana půdy proti erozi: školící komplex pro studenty Agronomické fakulty. Uljanovsk: GHSA, 2009. 200-202 s.
97. Zakharov P.S., Opatření k erozi a kontrole půdy. Kolos 1971.
98. Zalibekov Z.G. Aridné země světa a jejich dynamika v kontextu moderního oteplování klimatu. Aridné ekosystémy 2011. 5-13 s.
99. Zamesova E.Yu., Mushnikova N.A., Sidorchuk E.A. a další ., Studium struktury vegetace a půdního pokryvu rezervaci Basegi: Vědecká zpráva o „Dohodě o vědecké spolupráci“ mezi Geografickou fakultou Moskevské státní univerzity a Basegi GPZ. 2003.
100. Zaslavsky M.N., Studie eroze. Základy protierozního zemědělství. Střední škola 1987,207 s.
101. Zhangurov E.V., Dubrovsky Yu.A., Dymov A.A., Charakterizace půd a vegetace vysokohorských zón hřebene Maldy Nyrd. Vědecké centrum Komi, pobočka Uralu Ruské akademie věd. 2012. Vydání. 4. 40–48 s.