

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



**Fakulta agrobiologie,
potravinových a přírodních zdrojů**

**Stanovování limitů erozního ohrožení ve vztahu k rychlosti
obnovy půd**

Diplomová práce

Autor práce: Martin Lukeš

Obor studia: Ochrana a využívání přírodních zdrojů

Vedoucí práce: doc. Ing. Vít Penížek, Ph.D.

© 2022 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou diplomovou práci "Stanovování limitů erozního ohrožení ve vztahu k rychlosti obnovy půd" jsem vypracoval samostatně pod vedením vedoucího diplomové práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autor uvedené diplomové práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 10. dubna 2022

Poděkování

Rád bych touto cestou poděkoval doc. Ing. Vítu Penížkovi, Ph.D. za podnětné vedení, odborné připomínky a trpělivost při zpracování této diplomové práce.

Stanovování limitů erozního ohrožení ve vztahu k rychlosti obnovy půd

Souhrn

Půda je důležitou součástí globálního ekosystému a pro život na zemi je podstatná. Přispíváním k odstraňování půdního materiálu a zhoršováním stavu půdního systému má přímý vliv na kvalitu půdy, zemědělskou produktivitu a biologickou rozmanitost. Tvorba půdy je velmi pomalý proces a měla by být považována za neobnovitelný zdroj, jelikož poškození půdy může být trvalé.

Tato práce hodnotila v literární rešerši rychlosti obnovy půd v různých geografických, klimatických a geologických oblastech. Dále byly kompilovány studie zabývající se možnostmi stanovování přípustných limitů eroze. Data byla zpracována formou metaanalýzy a porovnána se současně legislativně stanovenými limity eroze.

Práce se snažila zhodnotit stanovování tolerovatelných limitů půdní eroze v kontextu s politicko-společenským kompromisem v porovnání se skutečnými, vědecky ověřenými hodnotami možné ztráty půdy, které zajistí dlouhodobý udržitelný rozvoj.

Aktuální odhady průměrných hodnot v Evropě jsou $0,3-1,4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro tvorbu půdy a $3-40 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro skutečnou erozi půdy. Pokud jsou tyto naměřené a odhadované hodnoty pro tvorbu půdy a eroze správné a aktuální podmínky a řízení budou přetrvávat, pak se orné půdy na svazích kopců sníží o 2 až 30 cm během 100 let.

Porovnáním hodnot přístupné ztráty půdy erozí s hodnotami rychlosti tvorby půdy došlo ke zjištění, že limity přístupné ztráty půdy nejsou nastavené dostatečně. Změnami v legislativě dochází ke zpřísnění erozních limitů, ale tvorba půd stále nepokryje její ztrátu. Tím byla hypotéza práce potvrzena, tedy, že politicko-společenský kompromis stále ovlivňuje nastavení limitů a neřídí se skutečnými, vědecky ověřenými hodnotami.

Klíčová slova: eroze, půda, limity eroze, obnova půdy

Setting of soil erosion limits related to soil formation rates

Summary

Soil is an important part of the global ecosystem and essential for life on earth. By contributing to the removal of soil material and deteriorating the condition of the soil system, it has a direct impact on soil quality, agricultural productivity and biodiversity. Soil formation is a very slow process and should be considered a non-renewable resource as soil damage can be permanent.

This work evaluated the rate of soil regeneration in various geographical, climatic and geological areas in a literature search. Furthermore, studies dealing with the possibilities of setting permissible erosion limits were compiled. The data were processed in the form of a meta-analysis and compared with the erosion limits set by the legislation.

The work sought to evaluate the setting of tolerable limits of soil erosion in the context of political and social compromise in comparison with the actual, scientifically verified values of possible soil loss, which will ensure long-term sustainable development.

Current estimates of average values in Europe are 0.3-1.4 t.ha⁻¹.year⁻¹ for soil formation and 3-40 t.ha⁻¹.year⁻¹ for actual soil erosion. If these measured and estimated values for soil formation and erosion are correct and current conditions and management persist, then arable land on hill slopes will decrease by 2 to 30 cm in 100 years.

By comparing the values of accessible soil loss by erosion with the values of the rate of soil formation, it was found that the limits of accessible soil loss are not set sufficiently. Legislative changes have tightened erosion limits, but soil formation still does not cover its loss. Thus, the hypothesis of the work was confirmed, ie that the political-social compromise still affects the setting of limits and does not follow real, scientifically verified values.

Keywords: erosion, soil, erosion limits, soil formation

Obsah

| | | |
|---------|--|----|
| 1 | Úvod..... | 8 |
| 2 | Vědecká hypotéza a cíle práce | 9 |
| 3 | Literární rešerše..... | 10 |
| 3.1 | Eroze půdy | 10 |
| 3.1.1 | Typy půdní eroze | 10 |
| 3.1.2 | Větrná eroze..... | 10 |
| 3.1.2.1 | Intenzita větrné eroze | 10 |
| 3.1.2.2 | Vliv větrné eroze na půdní profil a území..... | 11 |
| 3.1.3 | Vodní eroze..... | 11 |
| 3.1.3.1 | Povrchová vodní eroze | 11 |
| 3.1.3.2 | Podpovrchová vodní eroze | 11 |
| 3.1.3.3 | Vliv vodní eroze na půdní profil a území..... | 12 |
| 3.1.4 | Orebná eroze..... | 13 |
| 3.2 | Faktory ovlivňující erozi půdy | 13 |
| 3.2.1 | Srážky | 13 |
| 3.2.1.1 | Indexy dešťových srážek..... | 14 |
| 3.2.2 | Vítr..... | 14 |
| 3.2.3 | Erodibilita | 15 |
| 3.2.4 | Vliv sklonu..... | 16 |
| 3.2.4.1 | Sklon svahu | 16 |
| 3.2.4.2 | Délka svahu | 17 |
| 3.2.5 | Vegetační pokryv půdy..... | 17 |
| 3.2.6 | Způsob využívání půdy..... | 19 |
| 3.3 | Rozsah ohrožení půd vodní a větrnou erozí..... | 19 |
| 3.3.1 | Ohrožení půd vodní erozí | 19 |
| 3.3.2 | Ohrožení půd větrnou erozí | 21 |
| 3.4 | Ohrožení úrodnosti erozí..... | 21 |
| 3.4.1 | Ztráta organických látek | 21 |
| 3.4.2 | Pokles biologické rozmanitosti půdy..... | 22 |
| 3.5 | Přístupy stanovení limitů ztráty půdy | 22 |
| 3.5.1 | Hodnocení tolerance ztráty půdy | 26 |
| 3.5.2 | Nezbytný výzkum..... | 29 |
| 3.5.3 | Sociálně-ekonomická hlediska | 29 |
| 3.5.4 | Politický kontext..... | 29 |
| 3.5.5 | Vývoj stanovení ztráty půdy | 30 |

| | | |
|---------|--|----|
| 3.6 | Systém nastavení limitů erozního ohrožení | 32 |
| 3.7 | Legislativní limity v ČR a Evropě | 33 |
| 3.8 | Přirozená obnova půdy..... | 36 |
| 3.8.1 | Rychlost tvorby půd in situ | 37 |
| 3.8.2 | Rychlost tvorby půd v důsledku eolické depozice..... | 39 |
| 3.8.3 | Celková rychlost tvorby půd..... | 40 |
| 3.8.3.1 | Vliv klimatu..... | 41 |
| 3.8.3.2 | Vliv půdotvorných substrátů | 43 |
| 3.8.3.3 | Vliv reliéfu..... | 44 |
| 4 | Materiál a metody | 44 |
| 5 | Výsledky | 45 |
| 5.1 | Limity erozního ohrožení | 45 |
| 5.2 | Rychlost přirozené obnovy půdy | 47 |
| 6 | Diskuze..... | 48 |
| 7 | Závěr | 51 |
| 8 | Literatura | 52 |

1 Úvod

Půda je důležitou součástí globálního ekosystému a pro život na zemi je zásadní. Eroze půdy byla po staletí uznávána jako problém, ale úspěšnost řešení je stále nedostatečná (Morgan 2005).

Prispíváním k odstraňování půdního materiálu a zhoršováním stavu půdního systému má přímý vliv na kvalitu půdy, její zemědělskou produktivitu a biologickou rozmanitost. Eroze půdy ovlivňuje souběžně také množství a kvalitu vody. Jelikož tvorba půdy je velmi pomalý proces, půda by měla být považována za neobnovitelný zdroj a jeho poškození by mohlo být nevratné (Stefano & Ferro 2016).

Množství půdy ztracené vodní erozí v Evropě je odhadována na ekonomickou ztrátu ve výši 20 miliard dolarů ročně, počítáno na základě nákladů na obnovu 20 dolarů za tunu půdy (Panagos et al. 2015).

Eroze poškozuje nejen zemědělskou oblast, ale ovlivňuje také okolní prostředí. Nejzávažnější škody jsou způsobeny částicemi půdy vstupujícími do vodního systému (Pimentel et al. 1995).

Z těchto důvodů byly stanoveny a sledují se hodnoty přípustné průměrné roční ztráty půdy erozí z hlediska dlouhodobého zachování funkcí půdy a její úrodnosti. Pro účel stanovování přípustné ztráty půdy a nastavení legislativních pravidel a limitů, které musí dodržovat zemědělci hospodařící s podporou dotačních titulů, jsou sledované hodnoty jako např. hloubka půdy, která je charakterizována mocností půdního profilu omezující skalním podkladem, nebo vysoká skeletovitost (Novotný et al. 2014).

Tato práce je svým obsahem zaměřena nejen na problematiku eroze, faktorů eroze a vlivu jednotlivých forem na degradaci půd, ale také se zaměřuje na dynamiku tvorby půd s ohledem na možné limity eroze ve vztahu k udržitelnému užívání zemědělské půdy a zhodnocuje stanovování tolerovatelných limitů půdní eroze v kontextu s politicko-sociálním kompromisem. Dále vypracovává souhrnný přehled přístupů ke stanovování limitů půdní eroze ve vztahu k rychlosti obnovy půd a zachování půdní úrodnosti a srovnání těchto limitů se současnou legislativou.

2 Vědecká hypotéza a cíle práce

Cílem diplomové práce je vypracování souhrnného přehledu přístupů ke stanovování limitů půdní eroze ve vztahu k rychlosti obnovy půd a zachování půdní úrodnosti a srovnání těchto limitů se současnou legislativou. Práce se zaměřuje na metaanalýzu dat z evropského regionu.

Hypotéza: Stanovování tolerovatelných limitů půdní eroze je často založeno na politicko-spoločenském kompromisu, a ne na skutečných, vědecky ověřených hodnotách možné ztráty půdy, která zajistí dlouhodobý udržitelný rozvoj.

3 Literární rešerše

3.1 Eroze půdy

Půdní eroze je komplexní proces, který zahrnuje rozrušování půdního povrchu, transport a sedimentaci uvolněných půdních částic v důsledku dalších erozních činitelů (Janeček et al. 2005). Rozrušování povrchu půdy je dáno fyzickými silami, kterými jsou dešťové srážky, tekoucí voda, vítr, led, změna teploty, gravitace nebo jiné přírodní a antropogenní síly, které z jednoho místa odstraňují zemský povrch, který je následně uložen v jiné části krajiny (Jones et al. 2009).

3.1.1 Typy půdní eroze

Erozi dělíme dle činitelů, které způsobují vznik eroze půdy. Dle Holého (1994) rozeznáváme erozi antropogenní, zemní, sněhovou, ledovcovou, větrnou a nejzávažnější vodní. Eroze se vyskytuje v jednotlivých procesech, ale i kombinací procesů, s různými intenzitami. Vodní eroze způsobuje škody nejvyšší, nesmíme ale opomenout erozi větrnou a antropogenní, například erozi orebnou, která má také velký podíl na úbytku půdy.

3.1.2 Větrná eroze

Větrná eroze působí na území hlavně plošně. V ojedinělých případech působí eroze také ve směru větru v pruzích. Dle způsobu vzniku unášeného materiálu rozlišujeme dvě formy větrné eroze. Korazi a deflaci. Unášení uvolněných půdních částic větrem a půdní hmoty, které se přemísťují na různé vzdálenosti vznikají písečné přesypy, nazýváme deflací. Pokud se obušují horniny půdními částicemi podléhajícími deflaci a vznikají různé tvary, např. skalní sloupy, města, viklany apod., jedná se o korazi (Holý 1994).

3.1.2.1 Intenzita větrné eroze

Intenzita eroze se vyjadřuje odnosem půdy v hmotnostních nebo objemových jednotkách z jednotky plochy za jednotku času. Dle intenzity rozlišujeme erozi zrychlenou a normální (Holý 1994).

3.1.2.1.1 Normální větrná eroze

V případě normální eroze se nesnižuje mocnost půdního profilu. Erozní procesy probíhají s malou intenzitou a ztráta půdních částic je doplňována tvorbou nových částic z půdního podkladu. Vzhledem ke konkrétním typům procesů se mění zrnitostní složení vrchního půdního horizontu (Holý 1994).

3.1.2.1.2 Zrychlená větrná eroze

Mocnost půdního profilu se snižuje při zrychlené erozi, jelikož se půdní částice smývají v takovém rozsahu, že nedokáží být nahrazeny půdotvorným procesem z půdního podkladu. Při zrychlené erozi vznikají ostře modelované tvary povrchu (Holý 1994).

3.1.2.2 Vliv větrné eroze na půdní profil a území

Půdní agregáty se vlivem dynamického působení větru rozpadají, odnášejí se a tím dochází ke snížení mocnosti půdního profilu, a naopak zvyšování půdní skeletovitosti. Jedním z negativních důsledků degradace půdního profilu je právě větrná eroze. Typ frakce ovlivňuje mocnost odnosu půdy (Novotný et al. 2014).

Dle Verheijen et al. (2009) se s větrnou erozí setkáváme převážně na severoevropské rovině (v severním Německu, východním Nizozemsku a východní Anglii), a také se s větrnou erozí setkáváme v částech středomořské Evropy (De Ploey 1989; Evans 1990; Evans 1996; Jones et al. 2004; Quine et al. 2006). Aby větrná eroze mohla ovlivňovat půdu a území, musí splňovat tři podmínky. Vysokou rychlost větru, citlivý povrch sypkých částic a nedostatečnou ochranu povrchu. Přenos půdního materiálu probíhá třemi způsoby. Pohybem, skokem nebo je unášen ovzduším a ukládán na jiném, vzdálenějším místě. Hlavními faktory ovlivňující větrnou erozi, jsou faktory, které jsou obdobné u vodní eroze: konkrétně erodovatelnost půdy, fyzikální, chemické a biologické vlastnosti, struktura půdy, obsah organické hmoty, vlhkosti, využití půdy, vegetační pokryv a síla energie působící erozi. Riksen et al. (2003) upozorňuje, že větrná eroze není v Evropě tak významná a rozšířená, jako v sušších částech světa, a tím se dá vysvětlit relativně omezený výzkum větrné eroze ve srovnání se studii vodní eroze.

3.1.3 Vodní eroze

3.1.3.1 Povrchová vodní eroze

Dle Holého (1994) rozlišujeme povrchovou vodní erozi na plošnou, výmolovou a proudovou erozi.

Plošná vodní eroze rozrušuje a smývá půdní hmoty na celé ploše území. Prvním stupněm se nazývá eroze selektivní, kde dochází k odnosu jemných půdních částic a na ně vázané chemické látky. Těmito procesy dochází ke změně půdní textury, mění se také obsah živin v půdě a stávají se hrubozrnější. S narůstající kinetickou energií povrchově stékající vody a nepříznivé tvorbě půdního profilu dochází k odnosu půdní hmoty ve vrstvách a vzniká eroze vrstvená (Holý 1994).

Pokud se stékající voda postupně soustřeďuje a vznikají v půdním povrchu mělké zářezy, které se postupně prohlubují, jedná se o erozi výmolovou. Prvním stupněm výmolové vodní eroze je eroze rýžková a brázdová. Brázdová eroze je charakteristická svými mělkými a širšími zářezy s menší hustotou na svahu, oproti eroze rýžkové. Dalším stupněm je eroze rýhová, následuje výmolová a území devastující eroze stržová (Holý 1994).

Erozi probíhající ve vodních tocích působením vodních proudů nazýváme erozi proudovou. Vyskytuje se také ve vodních tocích eroze dnová, která rozrušuje dno a eroze břehová, která poškozují břehy (Holý 1994).

3.1.3.2 Podpovrchová vodní eroze

Podpovrchová vodní eroze transportuje půdní částice a živiny z vrchních půdních horizontů do nižších, a to působením infiltrující srážkové vody. Zejména ve spraších dochází k vymílání podzemními vodami, které se hromadí na nepropustné vrstvě. Těmito procesy

vznikají tunely, které snižují stabilitu nadložních vrstev a erozi nazýváme tunelovou (Holý 1994).

3.1.3.3 Vliv vodní eroze na půdní profil a území

Vodní eroze zapříčiňuje odnášení živinově nejcennějších, tedy nejúrodnějších částí zemědělské půdy. Díky erodované půdě nemají pěstované plodiny dostatečné množství živin a nedosahují požadovaných objemů a kvality (dochází k vymílání sadby a kořenů, omezuje se klíčivost, smyté částice v nižších polohách omezují plodiny, celkový stav plodin je nezdravý). Rozsah eroze přímo ovlivňuje výnosy plodin. V oblastech se slabě erodovanými půdami se snižují výnosy o 12-20 %, se středně erodovanými půdami o 40-50 % a se silně erodovanými půdami až o 75 % (Novotný et al. 2014).

Podle Verheijen et al. (2009) vodní erozi, tedy odnos půdního materiálu, zapříčiňuje přebytečný povrchový odtok, a to zejména, když smyková napětí proudění vody přesahují smykovou pevnost půdy (Kirkby et al. 2000; Kirkby et al. 2004; Jones et al. 2004). De Ploey (1989) označil rozdílné oblasti, kde se odnos půdního materiálu odehrává, v závislosti na vlastnostech půdy, svahu a půdního pokryvu. Pokud svrchní část půdy nebyla dříve narušena intenzivní orbou nebo jinými předchozími erozními událostmi, bude obsahovat značné množství organické látky a živiny, které mají zásadní význam pro fungování půdy (Fullen & Brandsma 1995). Erodovaný půdní materiál nebývá vždy odnášen na velkou vzdálenost a sedimentuje ve stejné oblasti. Území tak může využívat hromaděné, vysoce úrodné, erodované svrchní části půdy. Říční záplavové oblasti obdobně využívají významné depozice vysoce úrodného sedimentu. Akumulace erodované půdy může být v některých případech dočasná, jelikož uložené sedimenty zůstávají stále vysoce erodovatelné. V místech s nedostatečným vegetativním pokryvem nebo malou kořenovou sítí, v kombinaci se strmými svahy, dochází k odnosu erodované půdy tak intenzivně, že je odnášena mimo území vzniku a způsobuje tak následné negativní dopady ve vzdálenějších lokalitách (Cerdan et al. 2006). Odnos erodovaného materiálu je provázen dalšími erozními příznaky, např. výmoly, které usnadňují transport erodované půdy (Blong et al. 1982). Dlouhodobě využívaná území jsou vhodná pro měření úbytku půdy pomocí eroze vrstev a mezilehlých vrstev. Některé výzkumy upozorňují, že modely eroze vrstev nejsou v souladu se současnými experimentálními důkazy (Govers et al. 2007; De Vente et al. 2008), avšak přímé měření půdní eroze jsou nedostatečné a nepokrývají zcela půdně klimatické podmínky, které jsou typické pro všechny ohrožené oblasti v Evropě. Např. výmolová eroze je charakteristická ve středomořské Evropě, obzvláště ve Španělsku, Itálii a Řecku (Vandekerckhove et al. 2000). Vyskytují se zde dlouhodobé výmoly, které nemohou být odstraněny orbou, jelikož jsou velice hluboké a tvoří se na údolních stranách a údolních patrech, kde se v minulosti kanály nevyskytovaly (Schumm et al. 1984). Naopak efemérní výmoly, které se dají odstranit orbou, se běžně vyskytují v orné sprašové půdě v Belgii a na písčitéch půdách jižní a západní Anglie. Efemérní výmoly se i přes zaorání objevují v následujících letech. Výskyt eroze a typů erozních rýh souvisí s konkrétními vlastnostmi půdy, klimatem a topografií oblastí (Nachtergaele & Poesen 1999; Nachtergaele et al. 2001). Není snadné odhadnout, v jakém místě a čase vzniknou erozní výmoly v krajině, ať rozšířením stávajících nebo vznikem nových, jakožto se nedá odhadnout následná produkce sedimentů (Poesen et al. 2003).

3.1.4 Orebná eroze

Dle Verheijen et al. (2009) je orebná eroze známa několik desetiletí, ale množství ztracené půdy tímto typem eroze byl v Evropě dokumentován až v posledních 10-15 letech (Lindstrom et al. 1992, 2000; Govers et al. 1993, 1996; Lobb et al. 1995, 1999; Van Oost et al. 2006). Mech & Free (1942) dospěli k závěru, že transport půdy zemědělskou činností není bezvýznamný a intenzitu ovlivňuje hlavně sklon svahu. Ke ztrátě půdy dochází na hřebenech a svazích z důvodu zvýšení gradientu svahu a zvýšení následné translokace půdy. Vzhledem k odlišnosti vzniku oproti vodní erozi, má orebná eroze jiná prostorová specifika a ztráta půdy může být největší v té části reliéfu, kde je eroze vody minimální. Týká se to hlavně konkávních oblastí. Oproti tomu ukládání půdy orbou může probíhat v oblastech, kde je eroze vody často maximální, tedy v konvexních částech svahu. Průzkumů a měření eroze obděláváním půdy není mnoho, ale studie upozorňují na důležitost rozsahu eroze zpracováním půdy ve vztahu k vodní erozi (Quine et al. 1994). Van Oost et al. (2005a) srovnávali míru eroze půdy obděláváním s mírou eroze vodní. Autoři dospěli k závěru, že u kultivované půdy může eroze obděláváním vést k větším ztrátám, než jsou ztráty zapříčiněné vodní erozí.

3.2 Faktory ovlivňující erozi půdy

Erozní faktory lze rozdělit na: erozní činitele (srážky, vítr), erodovatelnost půdy, sklon půdy a rostlinný pokryv (Morgan 2005).

3.2.1 Srážky

Dle Fourniera (1972) je ztráta půdy závislá na dešťových srážkách, a to díky rozrušovací síle dešťových kapek, které narážejí na povrch půdy a přispívají k odtoku vody. Vliv intenzity srážek znázorňují údaje z dešťové události v Zanesville v Ohio v období 1934 až 1942. Údaje ukazují závislost průměrné ztráty půdy na zvyšující se intenzitě srážek (Tab. 3.1).

Tab. 3.1 Vztah mezi intenzitou srážek a ztrátou půdy (Fournier 1972).

| Maximální 5minutová intenzita (mm.h ⁻¹) | Počet srážek | průměrná ztráta půdy na srážky (t.ha ⁻¹) |
|---|--------------|--|
| 0-25,4 | 40 | 3,7 |
| 25,5-50,8 | 61 | 6,0 |
| 50,9-76,2 | 40 | 11,8 |
| 76,3-101,6 | 19 | 11,4 |
| 101,7-127,0 | 13 | 34,2 |
| 127,1-152,4 | 4 | 36,3 |
| 152,5-177,8 | 5 | 38,7 |
| 177,9-254,0 | 1 | 47,9 |

Studie eroze ve středním Bedfordshire v Anglii ukazuje, že vliv intenzity srážek není vždy tak směrodatná. Porovnávali údaje deseti nejintenzivnějších srážek od měsíce května 1973 do měsíce října 1975. Například 6. července 1973 byly srážky 34,9 mm, ve kterých spadlo 17,7 mm při intenzitách větších než 10 mm.h⁻¹ a způsobily stejnou erozi, jako srážky s nízkou intenzitou z 19. června 1973, kdy za 23 hodin spadlo 39,6 mm deště (Morgan et al. 1986).

Je nepochybné, že eroze souvisí s krátkodobými intenzivními srážkami, kde je překročena infiltrační schopnost půdy, a prodlouženými srážkami s nízkou intenzitou, které půdu nasycují. Také předchozí meteorologické události ovlivňují reakce půdy na srážky (Morgan 2005). Což dokazují také údaje ze Zanesville, Ohio (Fournier 1972). Dne 9. června 1940 spadlo 9,3 mm srážek na suchý povrch a navzdory množství oteklo pouze 25 procent a většina srážek se vsákla do půdy. Následný dne spadlo 13,7 mm srážek, oteklo 66 procent a ztráta půdy se téměř ztrojnásobila. Důvodem je v tomto případě nasycení půdy, tedy kolik deště v předchozím období napršelo a vsáklo se. Vzniká otázka, jaké množství deště je zapotřebí, aby zapříčinila významnou erozi (Morgan 2005). Hudson (1981) udává hodnotu 25 mm.h⁻¹ na základě studií v Zimbabwe. Stejně tak byla hodnota určena jako vhodná pro Tanzanii (Rapp et al. 1972a) a také pro Malajsii (Morgan 1974). Pro západní Evropu je však hodnota 25 mm.h⁻¹ příliš vysoká, zde překročena bývá minimálně. Pro Anglii (Morgan 1980a), Německo (Richter & Negendank 1977) a Belgii (Bollinne 1977) byly použity prahové hodnoty 10, 6 a 1,0 mm.h⁻¹.

3.2.1.1 Indexy dešťových srážek

Nejpřesnějším vyjádřením erozivity dešťových srážek je index založený na kinetické energii dešťových kapek. Erozivitu dešťových srážek ovlivňuje intenzita, trvání, hmotnost, průměr a rychlost dešťových kapek. Pro výpočet erozivity je potřeba učinit analýzu rozložení kapek deště (Morgan 2005). Laws a Parsons (1943) na základě výzkumu deště ve východní USA upozorňují, že se mění charakteristiky velikosti kapky s intenzitou dešťových srážek. Stejně tak se charakteristiky kapek liší, jako dle vzniku deště na teplé a studené frontě. I přes různé variace možností, je možné odvodit obecné vztahy mezi intenzitou srážek a kinetickou energií. Na základě výzkumu Laws a Parsons (1943), Wischmeier a Smith (1958) navrhli rovnici:

$$KE = 0.0119 + 0.0873 \log_{10} I \quad (1)$$

kde I je intenzita srážek (mm.h⁻¹) a KE je kinetická energie (MJ ha⁻¹ mm⁻¹).

3.2.2 Vítr

Vítr využívá svou kinetickou energii a působí touto energií na půdní povrch a uvádí půdní částice do pohybu. Počáteční vlečnou rychlostí se nazývá minimální rychlost větru potřebná k pohybu částic a rychlosti větru jsou udávány ve skupinách dle Beaufortovy stupnice (Tab. 3.2). Větry o rychlosti 27 až 35 km h⁻¹ odpovídají dle stupnice Beauforta skupině 5 - čerstvý vítr, což je rychlost potřebná pro zahájení pohybu půdních částic (Holý 1994).

Tab. 3.2 Beaufortova stupnice síly větru (Holý 1994).

| Beaufortova stupnice síly a označení větru | Rychlost m s ⁻¹ | Rychlost km h ⁻¹ | Tlak Pa |
|---|-------------------------------|--------------------------------|---------------|
| 0 - bezvětří | 0,0-0,5 | 0-1 | 0,0 |
| 1 - vánek | 0,6-1,7 | 2-6 | 0,29-1,96 |
| 2 - slabý vítr | 1,8-3,3 | 7-12 | 1,96-7,85 |
| 3 - mírný vítr | 3,4-5,2 | 13-18 | 7,85-19,61 |
| 4 - dosti čerství vítr | 5,3-7,4 | 19-26 | 19,61-39,23 |
| 5 - čerstvý vítr | 7,5-9,8 | 27-35 | 39,23-68,65 |
| 6 - silný vítr | 9,9-12,4 | 36-44 | 68,65-107,87 |
| 7 - prudký vítr | 12,5-15,2 | 45-54 | 107,87-166,71 |
| 8 - bouřlivý vítr | 15,3-18,2 | 55-65 | 166,71-245,17 |
| 9 - vichřice | 18,3-21,5 | 66-77 | 245,17-343,33 |
| 10 - silná vichřice | 21,6-25,1 | 78-90 | 343,33-431,11 |
| 11 - mohutná vichřice | 25,2-29,0 | 91-104 | 431,11-598,21 |
| 12 - orkán | nad 29,0 | nad 104 | nad 598,21 |

3.2.3 Erodibilita

Odolnost půdy vůči rozrušení a transportu je definována také erodibilitou, tedy vlastnostmi půdy. Vlastnosti půdy se mění v závislosti na struktuře půdy, stabilitě, smykové pevnosti a množství infiltrovaných organických a chemických látek. Čím větší jsou částice, tím jsou odolnější vůči přepravě, jelikož je potřeba více energie k jejich rozrušení. Nejméně odolné jsou jemné částice. Půdy s obsahem prachu nad 40 % jsou tedy vysoce erodovatelné (Richter & Negendank 1977).

Evans (1980) upřednostňuje hodnocení erodovatelnosti z hlediska obsahu jílu. Půdy s obsahem jílu 9 až 30 % jsou nejnáchylnější k erozi. Je tedy vhodné použít jako indikátoru erodovatelnosti obsahu jílu, jelikož spojením těchto částic s organickou hmotou se tvoří agregáty a hrudky a stabilita těchto spojení určuje odolnost půdy. Půdy s vysokým obsahem základních minerálů, které přispívají k chemickým vazbám horniny, jsou obecně stabilnější. Vlhkost půdy snižuje soudržnost agregátů, dochází ke změkčení a bobtnání. Smáčení suché půdy zapříčiňuje větší rozpad než v případě již vlhké půdy. To z toho důvodu, že již u vlhké půdy se následně zachytí méně vzduchu (Truman et al. 1990). Stabilitu půdy ovlivňuje také druh a množství přítomného jílového minerálu. Půdy, které obsahují kaolinit, halloysit, chloritan nebo jemnozrnné zrnité slídy, mají nízkou úroveň erodovatelnosti, jelikož jsou odolné proti expanzi po smáčení. Půdy se smektitem nebo vermikulitem naopak bobtnají po smáčení, a jsou vysoce erodovatelné. V mezilehlé poloze jsou půdy s illitem (Chisci et al. 1989).

3.2.4 Vliv sklonu

Zvyšováním strmosti a délky svahu eroze narůstá, jelikož dochází ke zvyšování rychlosti a objemu povrchového odtoku. Na svažitém povrchu jsou částice půdy posouvány dešťovými kapkami převážně sestupným směrem. Vztah mezi sklonem povrchu a erozí lze vyjádřit rovnicí:

$$E \propto \tan^m \theta L^n \quad (2)$$

kde E je ztráta půdy na jednotku plochy, θ je úhel sklonu a L je délka svahu. Zingg (1940) studiem údajů z pěti experimentálních stanic Spojených států pro ochranu půdy zjistil, že vztah mezi sklonem povrchu a erozí měl formu:

$$E \propto \tan^{1.4} \theta L^{0.6} \quad (3)$$

Pro vyjádření E , úměrně sestupné vzdálenosti, musí být hodnota n zvýšena o 1,0. Následné hodnoty pro exponenty byly potvrzeny s ohledem na m Musgrave (1947) a m a n Kirkby (1969b).

3.2.4.1 Sklon svahu

Hudson a Jackson (1959) vyhodnotili z dostupných dat z experimentálních stanic v Zimbabwe, že hodnota exponentu m se přibližovala hodnotě 2,0, což vysvětluje, že vliv sklonu svahu je významnější v tropických podmínkách v místech, kde jsou větší srážky. Laboratorní výzkumy Gabriels et al. (1975) ukazují, že s velikostí zrna materiálu se zvyšuje hodnota m , od 0,6 pro částice o průměru 0,05 mm, do 1,7 pro částice o průměru 1,0 mm. Hodnotu m ovlivňuje také sklon svahu. Na svazích 0-2,5° se uvádí hodnota 1,6, na svazích mezi 3 a 6,5° klesá hodnota na 0,7 a ještě více klesá hodnota na 0,4 u svahů přes 6,5° (Horváth & Erodí 1962). Na strmějších svazích hodnota m poklesne ještě více. Jedná se o místa, kde svahy s půdou ustupují skalním povrchům (Moragan 2005).

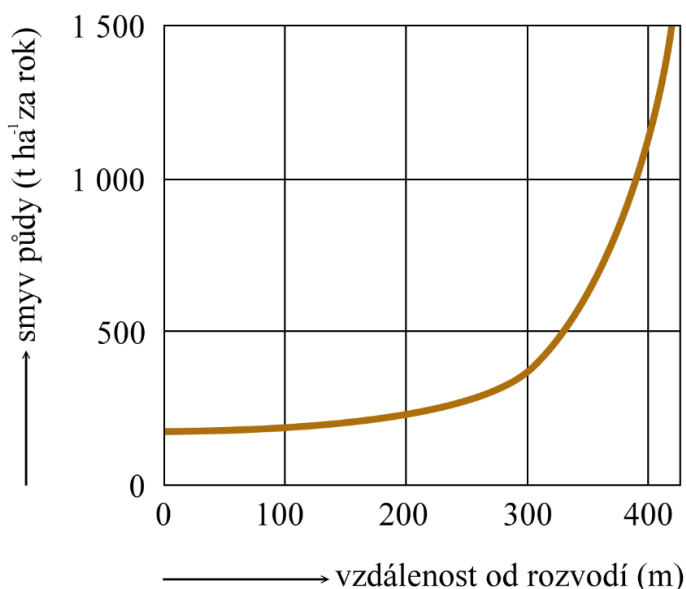
Vliv sklonu na vodní erozi je natolik zásadní, že patří mezi rozhodující erozní činitele. Zeslabení vlivu může být zapříčiněno ostatními činiteli, např. půdními vlastnostmi, vegetačním pokryvem půdy aj., ale nikdy nemůže být zcela upozaděn. Vliv sklonu svahu na intenzitu erozních procesů prokázal měřením Bennet (1955, 1939). V Tab. 3.3 jsou uvedeny výsledky jeho měření.

Tab. 3.3 Vliv sklonu svahu na smyv podle Benneta (1939, 1955).

| Půda a lokalita | Doba pozorování (roky) | Srážky (mm) | Délka svahu (m) | Sklon svahu (%) | Kultura | Smyv půdy (t.ha ⁻¹) |
|--------------------------------|------------------------|-------------|-----------------|-----------------|----------|---------------------------------|
| Silt loam, Muskingum, Ohio | 9 | 965 | 22,1 | 8,0 | kukuřice | 158,8 |
| | | | | 12,0 | | 222,4 |
| | | | | 20,0 | | 243,7 |
| Fine sandy loam, Kirvin, Texas | 10 | 1 032 | 22,1 | 8,7 | bavlník | 50,1 |
| | 8 | 1 092 | | 16,5 | | 136,8 |
| Loam, Shelby, Missouri | 14 | 1025 | 27,6 | 3,7 | kukuřice | 44,1 |
| | 10 | 749 | | 22,1 | | 8,0 |

3.2.4.2 Délka svahu

Intenzita erozního procesu vzrůstá při srážkách trvajícím delší časové období. Prodlužováním časového období srážek dochází ke zvyšování množství povrchově stékající vody, rychlosti proudění vody s unášeným materiálem i tangenciálního napětí. Vztah mezi intenzitou erozního procesu a délkou svahu zkoumal na Novosilské výzkumné stanici Kozmenko (1954) in Holý (1994). Výzkum sledoval chování hlinitopísčitých půd na svahu o sklonu 5 %. Na Obr. 3.1 je vysvětlen prudký zlom křivky smyvu, kde přechází z plošné eroze na výmolvou, v případě většího soustředění povrchově stékající vody.



Obr. 3.1 Vztah mezi délkou svahu a smyvem půdy Kozmenko (1954) in Holý (1994).

3.2.5 Vegetační pokryv půdy

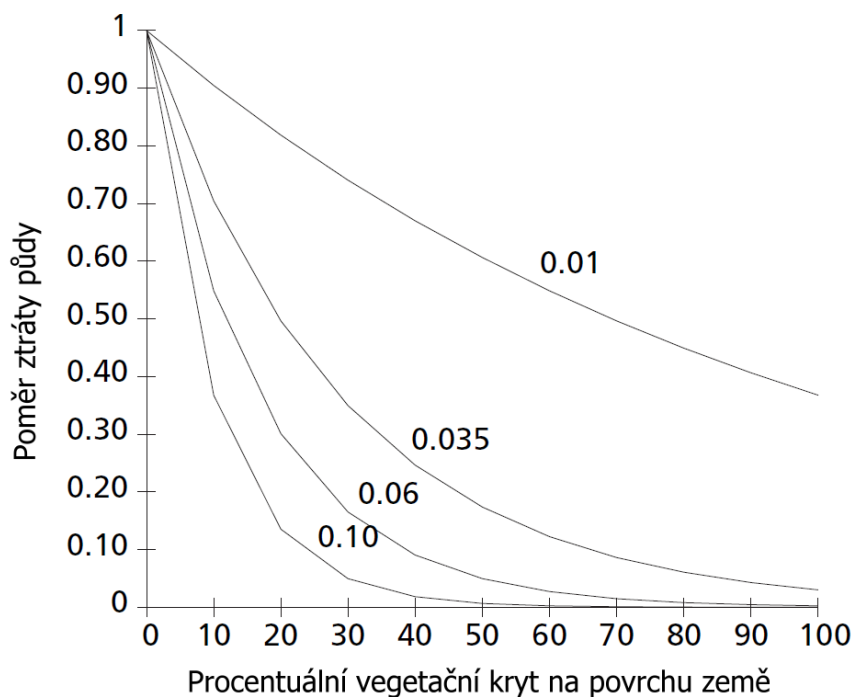
Dle Morgana (2005) má vegetace důležitou vlastnost a tím je vytvoření ochranné vrstvy mezi půdou a atmosférou. Nadzemní části rostlin snižují účinnost erozních faktorů, jelikož

absorbují část energie dopadajících vodních srážek, zpomalují tekoucí vodu po povrchu a také omezují přímý vliv větru na půdu. Kořenový systém pomáhá mechanické pevnosti půdy a zabraňuje snadnému odnosu materiálu. Významnost vegetačního pokryvu při snížení eroze dokazuje experiment s moskytiérovým pletivem Hudsona a Jacksona (1959), ve kterém se měřily ztráty půdy na dvou identických pozemcích. Experiment byl prováděn na jílovitohlinité půdě. Na prvním pozemku bylo zavěšeno jemné pletivo, které absorbovalo náraz kapek, následně voda dopadala k zemi z malé výšky v menších kapičkách a tím dokázali snížit účinek dešťových kapek. Průměrná roční ztráta půdy u pozemku bez ochrany za desetileté období byla $126,6 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ a $0,9 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ u pozemku, který byl chráněn. Elwell (1981) upřednostňoval zvýšení procentního krytí expozice, aby došlo ke snížení energie dopadajících dešťových kapek a tím se dosáhlo snížení ztráty půdy. Wischmeier (1975) navrhl použití ochrany, které je v přímém kontaktu s povrchem půdy. Tento návrh byl experimentálně ověřen na rostlinných zbytcích (Laflen & Colvin 1981; Hussein & Laflen 1982) a travních porostů (Lang & McCaffrey 1984; Morgan et al. 1997a). Vztah přímého krytí a snížení eroze lze popsat rovnicí:

$$SLR = e^{-j \cdot PC} \quad (4)$$

kde SLR je poměr mezi ztrátou půdy s pokryvem rostliny a ztrátou půdy bez ochrany, PC je procentuální krytí, hodnota j se pohybuje od 0,025 do 0,06, přičemž typická je hodnota 0,035.

Na Obr. 3.2 je graficky znázorněn vztah mezi hodnotou ztráty půdy a procentuálním vegetačním pokryvem na zemi (Morgana 2005).



Obr. 3.2 Vztah mezi hodnotou ztráty půdy a procentuálním vegetačním pokryvem na zemi (Morgana 2005)

Obecně se uvádí, že musí být zakryto alespoň 70 % povrchu země pro odpovídající ochranu (Elwell & Stocking 1976), ale ochrany lze dosáhnout i 30 až 40 % pokryvem, jelikož účinky vegetace nejsou jednoznačné a v některých případech může rostlinný pokryv erozi prohloubit (Morgana 2005).

3.2.6 Způsob využívání půdy

Způsob využívání půdy, tedy vliv agrotechniky, je nedílnou součástí vlivů eroze a ovlivňuje intenzitu erozních procesů kladně i záporně. Rozrušený původní porost má za následek největší intenzitu eroze. Eroze je nejvýznamnější na zemědělských půdách, které jsou zbavené porostu z důvodu výstavby. Agrotechnická opatření dokáží zlepšit protierozní odolnost zemědělské půdy. Tab. 3.4 ukazuje důležitost použití konkrétních způsobů využití agrotechniky na smyv půdy (Špička et al. 1961).

Tab. 3.4 Vliv agrotechniky na smyv půdy (Špička et al. 1961).

| Agrotechnika | Sklon (%) | Déšť (mm.h ⁻¹) | Smyv půdy (kg ha ⁻¹ h ⁻¹) | Sklon (%) | Déšť (mm.h ⁻¹) | Smyv půdy (kg ha ⁻¹ h ⁻¹) |
|----------------------|-----------|----------------------------|--|-----------|----------------------------|--|
| orba po svahu | 20,0 | 30,5 | 7 453,7 | 25,1 | 29,5 | 11 568,9 |
| zvláčeno | 20,1 | 28,1 | 1 074,0 | 26,2 | 27,8 | 1 610,9 |
| orba po vrstevnicích | 21,7 | 30,3 | 129,4 | 28,7 | 25,5 | 263,0 |
| porost vojtěšky | 22,8 | 25,5 | 0,2 | 26,0 | 31,6 | 31,5 |

3.3 Rozsah ohrožení půd vodní a větrnou erozí

3.3.1 Ohrožení půd vodní erozí

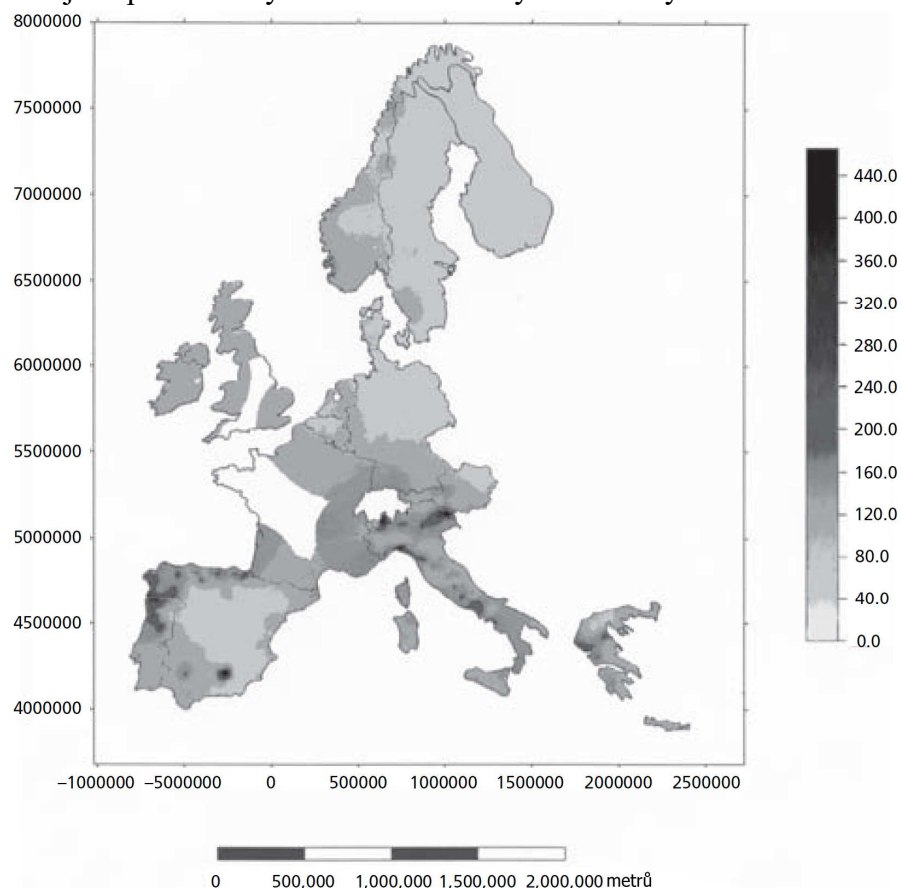
V ČR došlo k definování limitů erozního ohrožení u hospodaření na zemědělské půdě s ohledem na zachování úrodnosti půdy a plnění funkcí půdy. Faktory $C_p \cdot P_p$ vyjadřují požadovaný ochranný vliv vegetace a protierozních opatření vzhledem k přípustné průměrné roční ztrátě půdy (Situační a výhledová zpráva 2018). Přehled o rozsahu ohroženosti vodní erozí uvádí Tab. 3.5.

Tab. 3.5 Ohrožení půd ČR vodní erozí podle „maximálně přípustné hodnoty faktoru ochranného vlivu vegetace a faktoru protierozních opatření“ (Situační a výhledová zpráva 2018).

| Kategorie erozní ohroženosti | Výměra [ha] | Podíl (%) | Doporučení |
|-----------------------------------|-------------|-----------|---|
| 1. $C_p \cdot P_p$ do 0,005 | 22 240,50 | 0,53 | Ochranné zatravnění |
| 2. $C_p \cdot P_p$ do 0,006-0,020 | 94 069,66 | 2,25 | Víceleté pícniny nebo ochranné zatravnění |

| | | | |
|-------------------------|---------------------|------------|---|
| 3. Cp.Pp do 0,021-0,100 | 627 328,82 | 15,02 | Vyloučení erozně nebezpečných plodin a vyšší zastoupení víceletých pícein |
| 4. Cp.Pp do 0,101-0,200 | 690 039,11 | 16,53 | Vyloučení erozně nebezpečných plodin a použití půdoochranných technologií |
| 5. Cp.Pp do 0,201-0,240 | 210 728,23 | 5,05 | Pásové střídání plodin nebo vyloučení erozně nebezpečných plodin |
| 6. Cp.Pp do 0,241-0,400 | 603 662,64 | 14,46 | Erozně nebezpečné plodiny pěstovány s půdoochrannými technologiemi |
| 7. Cp.Pp nad 0,4 | 1 927 166,56 | 46,16 | Bez omezení |
| Celkem | 4 175 235,52 | 100 | |

Obr. 3.3 zobrazuje průměrnou roční erozivitu 16 zemí Evropské unie. Hodnoty pod 100 jsou považovány za nízké a hodnoty nad 300 vysoké.



Obr. 3.3 Průměrná roční erozivita pro 16 zemí Evropské unie na základě upraveného Fourniera indexu srážkových stanic s deseti a více měsíčními záznamy o srážkách (Gabriels 2002).

3.3.2 Ohrožení půd větrnou erozí

Větrná eroze se postupně řadí také mezi vážné degradační činitele. Nejvíce ohrožuje území v lokalitách s nejurodnějšími půdami (jižní Morava, Polabí). Dochází ke ztrátám kvalitní ornice, zhoršují se fyzikální i chemické vlastnosti půdy, s tím souvisí snížení hektarových výnosů a v prostředí se zvyšuje prašnost. Ohroženost půd větrnou erozí v ČR je v tabulce zobrazena s výměrou i procentuálním zastoupením (Tab. 3.6) (Situační a výhledová zpráva 2018).

Tab. 3.6 Ohrožení půd ČR větrnou erozí (Situační a výhledová zpráva 2018).

| Kategorie erozní ohroženosti | Podíl (%) | Výměra [ha] |
|------------------------------|--------------|------------------|
| půdy nejohroženější | 3,23 | 78 983 |
| půdy silně ohrožené | 1,81 | 44 320 |
| půdy ohrožené | 5,81 | 142 251 |
| půdy mírně ohrožené | 7,52 | 184 077 |
| půdy náchylné | 7,11 | 174 096 |
| bez ohrožení | 74,52 | 1 825 088 |
| nehodnoceno | 0,01 | 183 |
| Celkem | 100,0 | 2 448 988 |

3.4 Ohrožení úrodnosti erozí

Podle Alexander (1988) snížením hloubky půdy v důsledku eroze nebo mechanického přemístění povrchové půdy, tedy s tím souvisejícím snížením celkového objemu půdy, má za následek snížení produktivity, jelikož uchování vody a živin v rostlinách jsou závislé na mocnosti a kvalitě půdního horizontu. Ztráty půdy v místech s dostatečnou hloubkou půd nemusí vždy snižovat produktivitu. Důležitým faktorem je rychlost ztráty a dostačující obsah organických látek v půdě. V případě ztráty půdy erozí v oblastech s mírně hlubokými nebo mělkými půdami je úbytek půd rychlejší, než je objem doplněn z podloží nebo sedimenty. Přestože snížení objemu půdy nemusí být během krátkého období měřitelné, produktivita může klesat. Přijatelné ztráty půdy lze odvodit od rychlosti tvorby půdy z podloží nebo konsolidovaných sedimentů (Stocking 1978).

3.4.1 Ztráta organických látek

Podle Verheijen et al. (2012) může být s minerální frakcí erodována také organická hmota. Vzhledem k nižší hustotě částic organické hmoty, mohou být organické látky snadněji erodované, než materiál s minerálními půdními částicemi (Brady a Weil, 1996).

3.4.2 Pokles biologické rozmanitosti půdy

Podle Verheijen et al. (2012) je eroze půdy hlavním faktorem, který přispívá ke ztrátě biologické rozmanitosti půdy a může docházet ke změnám funkčnosti půdy. Regulace v oblasti biologické rozmanitosti půdy byla nahrazována neudržitelnými opatřeními v oblasti řízení v zemědělských oblastech (CBD 1992; European Commission 2006). Plný rozsah environmentálních, ekologických a socioekonomických důsledků ztráty biodiverzity zůstává neměřený, tedy neznámý (Jeffery et al. 2010). Je důležité zlepšit integraci mezi vědou a politikou s ohledem na podporu tematické strategie EU pro ochranu půdy, zachování a obnovu biologické rozmanitosti (European Commission 1998). Prioritní ukazatelé ENVASSO (Huber et al. 2008) se projeví jako uspokojivé pro monitorování reakce biologické rozmanitosti půdy na erozi (Simon et al. 2011).

3.5 Přístupy stanovení limitů ztráty půdy

Verheijen et al. (2009) představují různá synonyma termínů, která se používají v literatuře ve spojení s akceptovatelnou mírou eroze: „tolerance ztráty půdy“, „přípustná ztráta půdy“, „přijatelná míra eroze“ atd. Je potřeba si vysvětlit rozdíl mezi konceptem a jednotkou. „Tolerovatelná eroze půdy“ je pojem, obsahující mínění o ovlivnění funkcí půdy, které lze kvantifikovat v „přípustných rychlostech eroze půdy“ v jednotkách $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$. Při studování rozdílných definic tolerovatelné eroze půdy se v literatuře objevují dva hlavní přístupy. První interpretací je vnímání tolerovatelné eroze půdy jako udržení dynamické rovnováhy množství půdy (hmotnost/objem) na jakémkoliv území a za všech okolností. Druhá interpretace zaujímá funkční přístup, který souvisí s tolerancí eroze půdy k funkci produkce biomasy. Roose (1996) upozornil na nesrovnalosti v interpretacích. První z nich ignoruje kvalitu půdy a zabývá se pouze množstvím půdy. Druhý přístup ignoruje mnoho funkcí půdy a zaměřuje se pouze na produkční funkci, tedy na množství biomasy. Mimo jiné vytváří ve svých interpelacích časovou nejednoznačnost: „dlouhou dobu“, „neurčitou dobu“, a „20–25 let“. Bazzoffi (2009) uvádí, že hodnota tolerance eroze půdy závisí na hloubce půdy, na snížení růstu rostlin, na poklesu organické hmoty půdy a na ztrátě živin v půdě.

Přispíváním ke snížení objemu půdního materiálu a zhoršováním jejího stavu vlivem nejen erozím, má přímý vliv na kvalitu půdy, s tím související zemědělskou produktivitu a biodiverzitu. Kvalitu a množství vody je také ovlivněna erozí půdy. Vzhledem k délce procesu tvorby půdy, by měla být půda považována za neobnovitelný zdroj, jelikož poškození půdy může být nevratné (Stefano & Ferro 2016).

Evropské komise (2006) v tematické strategii EU pro půdu uvedla, že je půda neobnovitelným zdrojem s velmi dynamickým systémem, který vykonává pro lidstvo a ekosystémy mnoho funkcí a poskytuje životně důležité služby. Pedogenetické procesy zodpovědné za tvorbu půdy jsou velmi pomalé a vyžadují od 200 až 1 000 stovek až tisíců let pro vytvoření několika centimetrů ornice za běžných zemědělských podmínek (Kendall & Pimentel 1994; Bazzoffi 2009). Analýza Evropské komise ukazuje, že eroze půdy je stále větší než tvorba půdy v celé Evropě. Na druhou stranu upozorňuje, že evropská zemědělská politika funguje a rozdíl mezi tvorbou nové půdy a erodovanou se daří snižovat. Odhaduje se, že množstvím půdy, která je ztracená vodní erozí v Evropě, vzniká ekonomická ztráta ve výši 20

miliard dolarů ročně, přepočteno na náklady 20 dolarů za tunu obnovené půdy. Uvádí se, že v obdělávaných oblastech se podařilo v období 2000-2010 pomocí ochranného půdního opatření prováděné společnou zemědělskou politikou snížit ztrátu půdy o 20 % (Panagos et al. 2015).

Z rozporu mezi ztrátou půdy v důsledku zrychlené eroze ovlivněné člověkem a nevyhnutelnou ztrátou půdy v důsledku geologické eroze, vznikl záměr stanovit tolerovatelnou ztrátu půdy (Schmidt 1982). K vyhodnocení efektivity opatření proti erozi je zapotřebí kvantitativní standard, který se může běžně nazývat tolerovatelná ztráta půdy (Johnson 1987).

Smith (1941) byl s největší pravděpodobností jedním z prvních studentů eroze půdy a zkoumání eroze, který akcentoval potřebu definovat standardy pro dohled eroze a koncept přípustných ztrát půdy (Johnson 1987). Smith (1941) uvedl, že pokud rychlost ztráty půdy umožní alespoň konstantní nebo prospěšně rostoucí časový gradient úrodnosti půdy, jedná se o přijatelnou míru ztráty půdy. Směřováním definice tolerance ztráty půdy na zachování úrodnosti půdy Smith (1941) implicitně stanovil, že přidáváním hnojiv do půdy je možné ovlivňovat tolerovatelné hodnoty ztráty, jelikož dokáží nahradit obsah živin ztracený erozí.

V roce 1947 byla s největší pravděpodobností poprvé (Browning et al., 1947) formálně aplikována tolerance ztráty půdy na orné půdě a byla definována jako maximální průměrná roční přípustná ztráta půdy bez snížení produktivity.

Smith a Whitt (1948) zjistili, že výsledným cílem pro udržení hodnoty půdy, je zachování úrodnosti a produkce plodin na dobu neurčitou. A s tím je spjat záměr předejít jakékoliv ztrátě půdy, která by umožnila pokles úrodnosti. Tato definice tolerance ztráty půdy je nesporně zaměřena na zachování zemědělské produktivity a zakládá se na předpokladu, že hlavním ukazatelem úrodnosti půdy je obsah organické hmoty.

Williams (1981) upozorňoval, že neexistuje výzkum podporující určené hodnoty tolerance ztráty půdy, a že byly stanoveny a revidovány pouze na základě kolektivních úsudků vědců.

První definice tolerance ztráty půdy přihlížela k fyzickým omezením produkce půdy, ale i mnoho dalších škod lze začlenit do hodnot tolerance ztráty půdy. Např. škody související se ztrátou živin. Nebo škody charakterizující místo vzniku. Myšlené škody v místě vzniku eroze, ale také škody vznikající mimo lokalitu eroze s navazující sedimentací v tocích a ovlivňování kvality vody. Z tohoto důvodu Larson (1981) navrhl dvouúrovňový přístup. V první úrovni lze stanovit hodnotu tolerance ztráty půdy pro udržení cíle produktivity půdy v místě eroze. V druhé úrovni lze stanovit horní limit tolerance ztráty půdy a použít jej k omezení účinků mimo lokalitu eroze, kde se jedná o znečištění vody a sedimentace v tocích a nádržích.

Stanovená hodnota tolerance ztráty půdy slouží k posouzení potenciálního rizika eroze pro ztrátu produktivity a dalších škod. Hlavními problémy jsou znečištěné řeky a sedimentace v nádržích (Li et al. 2009). Tolerance ztráty půdy slouží jako plnohodnotné kritérium pro návrh ochranných postupů a prací pro ochranu půdy proti erozi a slouží také jako indikátor kvality půdy (Johnson 2005; Bagarello a Ferro 2006). Termín přijatelná eroze půdy se používá se zřetelem na půdu ztracenou erozí v kontextu s ochranou půdy a tolerancí únosnosti půdy. Pokud je únosná ztráta půdy proměnná, vyjadřuje se v jednotkách $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$. Tab. 3.7 zobrazuje definice přijatelné eroze půdy dostupné v literatuře.

Tab. 3.7 Definice přijatelné eroze půdy (Di Stefano & Ferro 2016).

| Autor | Definice |
|----------------------------------|--|
| Smith (1941) | Snesitelná míra ztráty půdy umožní alespoň konstantní nebo výhodně rostoucí časový gradient úrodnosti půdy |
| Browning et al. (1947) | Tolerance ztráty půdy na orné půdě je definována jako maximální průměrná roční přípustná ztráta půdy bez snížení produktivity |
| Smith and Whitt (1948) | Snesitelnou ztrátou půdy je potřeba se vyvarovat jakékoli ztráty půdy, která umožňuje pokles úrodnosti |
| Americká služba pro ochranu půdy | Tolerance ztráty půdy je maximální úroveň eroze půdy, která umožní vysokou úroveň úrody, produktivita musí být udržována ekonomicky a neomezeně dlouho |
| Verheijen et al. (2009) | Přípustnou ztrátou půdy je jakákoliv průměrná roční kumulativní míra eroze půdy, při které nedochází ke zhoršení jedné nebo více funkcí půdy |
| Bagarello et al. (2015) | Klasická tolerance ztráty půdy ($11,5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$) je ztráta půdy s návratností 2 roky |

Koncepty přijatelné ztráty půdy na základě produktivity půdy nenahlíží na účinky eroze mimo lokalitu vzniku. Je důležité zaujmout komplexní environmentální přístup (Bazzoffi 2009).

Podle Verheijen et al. (2009) se objevují dva různé přístupy k definici tolerovatelných ztrát půdy: 1) stanovení tolerance ztráty půdy jako hodnoty schopné udržovat dynamickou rovnováhu množství půdy (jako hmoty nebo objemu) v jakémkoliv místě a za jakýchkoliv okolností; 2) souvisí s přijatelnou ztrátou půdy s vlivem na funkci půdy a produkci biomasy. První přístup se zaměřuje na množství půdy v půdě, zatímco druhý se zaměřuje pouze na produkční funkci půdy. První definice pokládá za přijatelnou ztrátu půdy hodnotu, která je nižší než rychlost tvorby půdy. Druhá definice spojuje tolerovanou hodnotu se schopností produkce biomasy a celkové funkce půdy.

Verheijen et al. (2009) navrhli integrovat oba přístupy do jedné, holističtější definice přijatelné eroze půdy. Kombinují všechny typy eroze průměrnou roční kumulativní hodnotou, při kterých dochází ke zhoršení jedné nebo více funkcí. Obecně lze usuzovat, že funkce půdy se nezhoršují, pokud eroze půdy odpovídá geologickým nebo běžným podmínkám.

USDA (1956) definoval deset hlavních faktorů, které ovlivňují tolerovatelnou ztrátu půdy (Li et al. 2009):

1. Rychlost tvorby půdy z mateřského materiálu;
2. rychlost tvorby ornice z podloží;
3. snížení výnosu plodin erozí;
4. hloubka půdy;
5. změny v půdě pro příznivý růst rostlin způsobené erozí;
6. ztráta rostlinné výživy;

7. pravděpodobnost formace struh a roklí;
8. deposiční problémy v okolí sedimenty;
9. přesun sedimentů z místa eroze;
10. dostupnost proveditelných, hospodářských, kulturně a společensky přijatelných i udržitelných postupů ochrany půdy.

Obecně akceptovaná maximální hranice ztráty půdy nebo hodnota tolerance ztráty půdy je $11,2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Wishmeier & Smith 1978). Browning et al. (1947) stanovili maximální průměrnou roční přípustnou ztrátu půdy bez snížení produktivity pro dvanáct středozápadních půd. Ztráta eroze je vážnější na půdách s neúrodným podložím než na půdách sprašových.

Pokyny pro stanovení hodnot tolerance ztráty půdy byly formulovány na počátku 60. let, kdy tomu předcházelo asi 15 letech diskusí vědců studující půdu, agronomů a dalších. Soil Conservation Service uspořádala v letech 1961 a 1962 šest regionálních workshopů o prognózách ztráty půdy, kterých se zúčastnili vědci studující půdu, ochránci půdy, agronomové a geologové. Během studia a diskuzí na workshopech stanovili maximální toleranci ztráty půdy o hodnotě $5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Hodnoty tolerance ztráty půdy se stanovovaly pouze dle úsudků vědců. Vzhledem k aktuálním vědeckým poznatkům v Evropě, se přípustná ztráta půdy pro svahové oblasti pohybuje v rozpětí $0,3$ až $1,4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, v závislosti na faktorech, které formují půdu (Di Stefano & Ferro 2016). Huber et al. (2008) navrhuje nastavit různé prahové hodnoty tolerované míry eroze půdy v různých částech Evropy. Vyšší prahovou hodnotu pro oblasti v jižní Evropě a nižší prahovou hodnotu pro oblasti v Evropě severní. Evropská komise ve svém návrhu rámcové směrnice o půdě (EUROPEAN COMMISSION 2006) změnila názor a nenavrhuje již jednotné cílové míry eroze půdy pro celou EU stejně. Naopak uvedla návrh, aby si členské státy stanovovaly vhodné limity eroze půdy dle svých územních možností, jelikož se liší oblast od oblasti, a tím bude zajištěno udržitelné využívání půdy a ochrana funkcí půdy. Pouze dvě evropské země stanovily v roce 2009 přípustnou míru prahových hodnot eroze. Švýcarsko nastavilo hodnotu tolerované eroze půdy 1 a $2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, dle území v závislosti na zranitelnosti půdy proti erozi. Norsko stanovilo jednotnou prahovou hodnotu $2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Verheijen et al. 2009).

Evropská agentura pro životního prostředí (EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY 1998) předpokládala, že přijatelné ztráty půdy nejsou shodné u různých mocností půdy, typů a agroklimatických podmínek, ale zpravidla se pohybují přibližně okolo $1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ na mělkých písčitéch půdách a $5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ na hlubších, rozvinutých půdách. Ale vzhledem k velmi pomalé tvorbě půd lze jakoukoli ztrátu půdy v časovém rozpětí 50-100 let přesahující $1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ považovat za nezvratné poškození kvality půdy (Di Stefano & Ferro 2016).

Organizace pro hospodářskou spolupráci a rozvoj (OECD) stanovuje jako přijatelnou míru eroze půdy pod $6 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Bazzoffi (2009) upozornil na minimální požadavky životního prostředí pro různé ekosystémy. Navržené hodnoty prezentují vhodný kompromis mezi dvěma nezbytnostmi. Co nejvíce snížit erozi půdy a pokračovat v zemědělských činnostech v daných oblastech. Hodnoty navržené a představené Bazzoffim (2009) ale neakceptují hodnoty vyšší než $3 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Srovnáním této hodnoty ($3 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$) s hodnotou uvedenou OECD ($6 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$), lze tento názor a stanovenou prahovou hodnotu ($3 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$) považovat za velmi přiměřenou hodnotu a dosáhnout dobré kontroly eroze půdy.

Přípustnou ztrátu půdy vodní erozí podle hloubky půdy pro ČR znázorňuje Tab. 3.8.

Tab. 3.8 Přípustná ztráta půdy vodní erozí podle hloubky půdy (Novotný et al. 2017).

| Účinnost | Hloubka půdy | 5. číslice kódu BPEJ | G _p (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) |
|--------------------------|--|----------------------|--|
| 1. 7. 2018 - 30. 6. 2022 | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 4,0 |
| | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 17,0 |
| 1. 7. 2022 - 30. 6.2026 | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 3,0 |
| | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 12,0 |
| 1. 7. 2026 - 30. 6. 2030 | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 2,0 |
| | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 9,0 |
| od 1. 7. 2030 | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 1,0 |
| | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 5,0 |

*) Hloubka půdy je v systému BPEJ vyjádřena 5. číslicí sdruženého kódu pro skeletovitost a hloubku půdy. Kódy 7, 8 a 9 jsou určeny pro BPEJ pozemků se sklonem > 12° a pro BPEJ půd mělkých a nevyvinutých (kambizemě, rankery, litozemě). Pro půdy s kódem 8 a 9 je hloubka půdy v garantované vrstvě ve výpočtu eroze nastavena jako mělká z principu předběžné opatrnosti.

3.5.1 Hodnocení tolerance ztráty půdy

Podle Toy et al. (2002) je koncept tolerance ztráty půdy významným prostředkem pro plánování ochrany, jelikož jsou sloučeny technické i netechnické prvky do jedné hodnoty. Rovnice univerzálního úbytku půdy (USLE) od Wischmeiera a Smitha (1978) byla aplikována s hodnotou tolerance ztráty půdy (t.ha⁻¹.rok⁻¹) pro návrh ochrany:

$$\frac{T_{SL}}{R K S} = L C P \quad (5)$$

ve kterém:

R je faktor dešťové srážky;

K je faktor erodovatelnosti půdy;

S je faktor strmosti svahu;

L je faktor délky svahu;

C je plodinový faktor; a

P je faktor praxe a řízení.

Pomocí rovnice (5) lze úpravou faktorů L, C a P snížit hodnoty ztráty půdy a dosáhnout přijatelné ztráty půdy.

Strategie nastavující hodnoty ztráty půdy a následnou ochranu půd, které jsou navrženy podle průměrných povětrnostních podmínek, poskytují odpovídající kontrolu eroze pro běžná období. Ale u nejzávažnějších erozních událostí může dojít k nepřiměřenému odnosu sedimentů (Gonzales-Hidalgo et al. 2010, 2012). Proto je přijatelnější, aby strategie ochrany půdy byly navrhovány ve spojení s velkými erozními událostmi než s průměrnými (Bagarello et al. 2010; Strohmeier et al. 2016).

Je nutné definovat referenční silnou erozní událost, díky které lze navrhnout systém ochrany půdy. Tuto erozní událost nelze odhadnout snadno, pokud na místě neexistují dostatečná data o erozi. Pokud není znám interval opakování událostí, nelze předpokládat, že se referenční silná erozní událost rovná maximu dostupné historické řady. Alternativně se historická sekvence s dostatečnou podrobností dat používá k vývoji frekvenční analýzy. Následně lze využít také k posouzení eroze půdy s daným opakujícím se obdobím (Baffaut et al. 1998; Mannaerts & Gabriels 2000). Larson et al. (1997) doporučovali navrhnout systémy tak, aby omezovaly ztrátu půdy na hodnotu odpovídající proměnné doby návratnosti od 10 do 20 let.

Bagarello et al. (2010, 2015) vyvinuli frekvenční analýzu pomocí ročních měření maximálních ztrát půdy shromážděných v období 1999 až 2012 v experimentální oblasti Sparacia. Data normalizovali průměrnou ztrátou půdy měřenou v daném časovém a prostorovém měřítku. Empirické rozdělení frekvence normalizované proměnné x bylo dobře přizpůsobeno dvěma Gumbelovým teoretickým rozdělením pravděpodobnosti, rozlišeným hodnotou normalizované proměnné rovné 2, což odpovídá návratovému období T přibližně 25 let.

Analýza Bagarella et al. (2015) ukázala, že jak návratové období klasické tolerance úbytku půdy ($11,5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$) se rovná 2 letům, tak výskyt úbytku půdy rovný nebo nižší, než tato hodnota, nezajišťuje absenci erozních výmolů.

$$T_{SLA} = x_T R K L S C P \quad (6)$$

Rovnice (6) ukazuje, že prahová hodnota ztráty půdy v ročním měřítku se rovná dvojnásobku průměrné roční hodnoty ztráty půdy vypočítané podle USLE/RUSLE. Vezmeme-li v úvahu, že maximální roční hodnota přijatelné ztráty půdy m odpovídá $C=P=1$, rovnice (6) umožňuje vypočítat tuto referenční hodnotu:

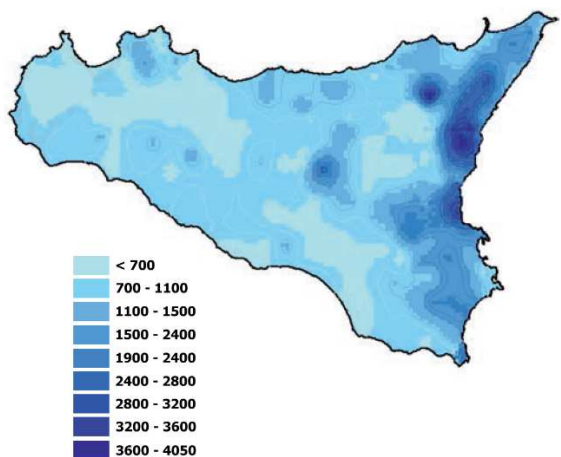
$$T_{SLA,m} = 2 R K L S \quad (7)$$

Lze tedy stanovit roční hodnotu přípustného úbytku půdy na dvojnásobek průměrné roční hodnoty maximální ztráty půdy (RKLS), počítáno podle USLE/RUSLE.

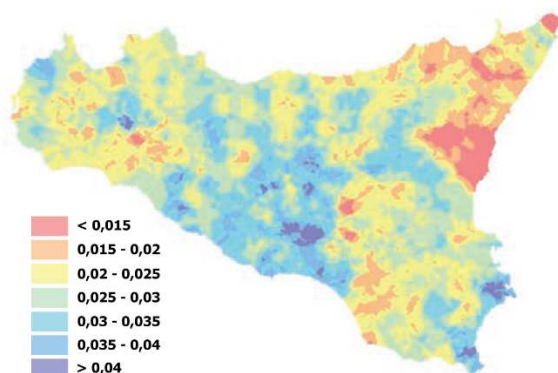
Modely eroze půdy a mapy rizik jsou užitečné nástroje, které by měly pomoci veřejným orgánům a politickým činitelům rozhodnout o využívání půdy a strategii ochrany půdy (Bagarello et al. 2016). USLE schéma (Wischmeier & Smith, 1978) bylo použito na Sicílii pro vývoj mapy představující prostorové rozložení srážkové erozivity, erodovatelnosti půdy a maximální ztráta půdy RKLS.

Mapa pro Sicílii byla vyvinuta pomocí údajů o srážkách shromážděných na 172 záznamových a 96 nezaznamenaných srážkoměrech, aby byly použity všechny možné

informace o srážkách v regionu (Bagarello & Ferro 2008). Prostorová variabilita faktoru R na Sicílii byla hodnocena pomocí 268 bodových hodnot (Obr. 3.4).



Obr. 3.4 Mapa erozivní srážek pro Sicílii (Bagarello et al. 2008).

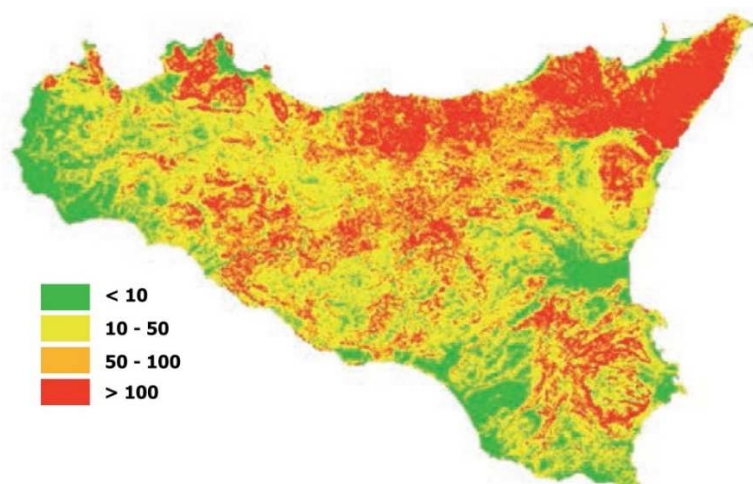


Obr. 3.5 Mapa erodovatelnosti půdy pro Sicílii (Bagarello et al. 2008).

Ferro (Bagarello et al. 2008) vytvořil mapu faktoru erodovatelnosti půdy podle Wischmeiera et al. (1971), s využitím údajů shromážděných na více než 1 800 vzorkovacích místech distribuovaných po celém ostrově (Obr. 3.5). Podle USLE/RUSLE je maximální ztráta půdy A_{max} ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$) dána součinem $RKLS$, kde L a S jsou faktory délky svahu a strmosti. Termín A_{max} poskytuje maximální erozi půdy, která může nastat v průměrném ročním časovém měřítku, když je půda holá (faktor krytí, $C=1$) a nejsou použita žádná proti erozivní opatření (faktor praxe a řízení, $P=1$).

Faktor L byl vypočítán vztahem RUSLE (Renard et al. 1997) a faktor S byl vypočítán podle Nearinga (1997).

Mapa A_{max} pro Sicílii vyvinuta Bagarellem et al. (2008) je znázorněn na Obr. 3.6 a lze jej použít podle rovnice (7) k určení oblastí ostrova, které mají maximální ztrátu půdy větší, než je tolerance, a v níž jsou strategie ochrany půdy nezbytné.



Obr. 3.6 Mapa maximální ztráty půdy A_{max} ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$) pro Sicílii (Bagarello et al. 2008).

3.5.2 Nezbytný výzkum

Bazzoffi (2009) zdůraznil, že koncept přijatelné ztráty půdy na základě produktivity půdy a rychlosti tvorby půdy nebere v úvahu účinky ztráty půdy mimo lokalitu vzniku ztrát.

Vzhledem k tomu, že eroze půdy způsobuje přímou ztrátu živin, je třeba provést nový výzkum, který by spojil distribuci erodovaného sedimentu s distribucí původní půdy, aby bylo vysvětleno obohacení chemického obsahu sedimentu s ohledem na mateřské horniny (Di Stefano & Ferro 2016). Koncept vysvětlující obohacení (Di Stefano & Ferro 2002) v současné době rozděluje distribuované materiály na jíl, organickou hmotu a všechny chemikálie adsorbované půdními částicemi, jako je dusík a fosfor a je důležité vysvětlit účinky distribuce mimo lokalitu vzniku. V hlíněných půdách převládají agregáty, zatímco nekohezní půdy jsou obvykle tvořeny primárními částicemi. Struktura půdy silně ovlivňuje výtěžek sedimentů a úbytek chemikálií, které jsou transportovány v erodovaných sedimentech. Agregáčnické charakteristiky půdních částic také ovlivňují transportní procesy sedimentů ve svahu. Vzhledem k tomu, že sedimenty a adsorbované chemikálie jsou tvořeny z různých zdrojů distribuovaných v povodí, lze zlepšit modelování chemických transportních jevů půdy využitím prostorově distribuovaného přístupu k procesům distribuce sedimentů.

Li et al. (2009) navrhuje propojit definici únosné ztráty půdy s vědeckým základem podporujícím tuto definici. Například pokud je tolerance ztráty půdy definována jako maximální ztráta půdy, která po dlouhou dobu nesnižuje produktivitu plodin, je potřeba určit kvantitativní vztah mezi erozí půdy a produktivitou plodin za různých vstupních podmínek. Tento vztah umožní modelovat konkrétní situace na místě s antropickými podmínkami.

3.5.3 Sociálně-ekonomická hlediska

Eroze půdy je často reakcí na nejednotnost a problémy zemědělského systému. Tři hlavní období v historii spojené s rozsáhlou erozí půdy odrážejí neschopnost stávajících zemědělských systémů se vypořádat s populačním růstem a zemědělstvím. Jednalo se o období: expanze zemědělství do Číny, na Střední Východ a do Středomoří asi před 1000-3000 lety; migrace Evropanů k rozvoji kolonií před 50-150 lety; a expanzi lidí za posledních 30-50 let v Latinské Americe, Africe a Asii. Ve všech případech byla výsledkem degradace půdy a pohyb obyvatelstva do nových oblastí. Migranti si sebou vzali zemědělské postupy, které fungovaly stovky let v původních oblastech, ale ne tak dobře v novém prostředí. Znalosti o této nevhodnosti byly bohužel k dispozici pouze na základě zkušeností. Dnes například vylidňování venkova způsobuje erozi kvůli nedostatku pracovních sil k zajištění údržbových prací na ochraně půdy. Ačkoli je tento trend nejvýraznější ve střední Evropě, bude v budoucnu po celém světě stále větší. Není vhodné pohlížet na erozi půdy pouze jako na problém vyplývající z populačního tlaku. V mnoha zemích klesá pracovní síla na venkově a nutnost zvýšit zemědělskou produkci vede ke sloučení podniků, zvětšování velikostí polí, ale tím ke zvětšování eroze (Dregne 1982).

3.5.4 Politický kontext

Ačkoli většina vlád má určitou formu politiky ochrany půdy, která zahrnuje ochranu proti erozi, jen málo z nich je díky nedostatečné politické vůli převedeno do účinné formy. Ochrana

půdy není problém, který by získal volební hlasy (Hudson 1981). Přesto vlády za určitých podmínek reagují poměrně rychle. United States Soil Conservation Service byl vytvořen v důsledku politického tlaku ze všech segmentů společnosti, které byly postiženy silnou větrnou erozí během roku 1930. Farmáři přišli o půdu a často o farmy, což zhoršilo dopady celosvětové hospodářské krize, národní dodávky potravin byly ohroženy a sedimentace materiálu mimo lokalitu vzniku způsobila problémy městskému obyvatelstvu a nezemědělskému obyvatelstvu ve venkovských oblastech (Rasmussen 1982). Mnohem dříve, ale v menším měřítku, došlo na konci devatenáctého století na Islandu k události, kde unášený písek vážně ovlivnil životy farmářů v jižní a severovýchodní části země. Pod tlakem Islandské zemědělské společnosti poskytl islandský parlament malý grant, aby přivedl specialisty na prošetření problému a dali okresním komisím oprávnění jednat. Bez finančních prostředků nebo znalostí nejlepších opatření, neměla legislativa žádnou hodnotu. Politický tlak ze strany zemědělců pokračoval a v roce 1907 byl přijat zákon o lesnictví a prevenci erozi půdy, čímž byl vytvořen základ státní služby ochrany půdy Islandu (Runólfsson 1978, 1987). Tyto příklady slouží k ukázání, čeho lze dosáhnout, pokud mají zejména zemědělci a obecně společnost dostatečný politický hlas (Morgan 2005).

Během posledních 30 let se mnoho vlád snažilo zřídit ochranné iniciativy, ale byly omezeny nedostatkem finančních prostředků a omezenou politickou ochotou se zapojit do ochranných prací. V Keni byla ochrana životního prostředí formálně schválena v roce 1977 a stálá prezidentská komise pro ochranu a zalesňování půdy byla založena v roce 1980. Cílem bylo vypracovat strategii a politiku, zajistit koordinaci mezi zúčastněnými subjekty a sledovat pokrok. V mnoha zemích je nyní do podpory ochrany půdy zapojeno mnoho organizací, a tím vznikly nové politické problémy, jako například koordinace práce, definování odpovědnosti každé organizace a role externích organizací vůči hostitelské zemi.

V některých zemích je za ochranu půdy odpovědná konkrétní agentura, která má jasně definované poslání a správní strukturu, regionální a místní sub divize. Rovněž jsou jasné hranice jejich působností ve vztahu k ostatním agenturám. Taková je obecně situace v zemích s formalizovanou ochranou půdy. Jinde je ochrana půdy spravována spolu s dalšími aktivitami prostřednictvím poradenských služeb zemědělcům.

V mnoha zemích je za provádění projektů a programů ochrany půdy odpovědná celá řada organizací, včetně celostátních a místních samospráv, často zahrnujících několik ministerstev pro zemědělství, lesnictví, veřejné správy a životní prostředí, humanitární agentury s účastí několika zámořských vlád a mezinárodních organizací, nevládní organizace a soukromé společnosti. Výsledkem jsou často nedefinované odpovědnosti, soutěžení mezi orgány o omezené zdroje, zejména kvalifikovanou pracovní sílu a zmatek ze strany zemědělců (Morgan 2005).

3.5.5 Vývoj stanovení ztráty půdy

Půda je důležitou součástí globálního ekosystému a pro život na zemi je zásadní. Eroze půdy byla po staletí uznávána jako problém, ale úspěšnost řešení je nízká. V letech 1945 až 1990 byla míra ztráty zemědělské půdy erozí 0,1 % ročně vyvážena meziročním nárůstem produktivity plodin o 1–2 % v důsledku lepších zemědělských postupů a většího využívání zavlažování, pesticidů a hnojiv (Morgan 2005). Na základě těchto dat Lomborg (2001) dochází

k závěru, že nelze vynaložit zvláštní úsilí na snížení eroze. Tento závěr však ignoruje, do jaké míry mohly minulé i současné práce na zachování půdy pomoci snížit ztráty půdy. Dále se důležitá část světové populace stále věnuje zemědělství s nízkými vstupy a účinně „těží“ půdní zdroje, protože jen tak si mohou zajistit své současné živobytí. Díky chudobě nemají přístup ke zdrojům potřebným k přijetí udržitelnějších zemědělských postupů. Existuje také problém zachování stávajících opatření proti erozi v oblastech, kde migrace a nemoci snižují velikost venkovské populace. Globální analýza účinků eroze by měla rovněž zohlednit výsledné snížení kvality vody a zvýšený výskyt povodní. Je pravděpodobné, že se účinky eroze stanou hlavními hnacími silami pro provádění opatření proti erozi a hlavním zdůvodněním, proč by náklady měla nést společnost, a ne individuální uživatel půdy, a to buď zvýšením daní nebo vyššími cenami za potraviny, ropu, plyn, elektřinu a silniční a železniční stavby. Historicky vzrostla eroze, kdykoli nebyli zemědělci schopni přizpůsobit své postupy řízení měnícím se okolnostem. Existuje také nejistota, jakým způsobem se zemědělci na celém světě přizpůsobí změnám klimatu (Morgan 2005).

Důvody neúspěchu mnoha projektů a programů ochrany půdy jsou uvedeny v Tab. 3.9 (Hudson 1991). Zda stávající přístupy využívající participativní metody a práce na úrovni komunity tyto problémy překonají, se teprve ukáže. Nepochybně pomůže zapojení všech zúčastněných stran a zlepšení institucionálního rámce pro provádění. Nakonec ale bude úspěch nových přístupů záviset na tom, zda pomohou zemědělcům a dalším uživatelům půdy, vyvinuté ziskové a udržitelné způsoby správy půdy. Rozhodující může být ochota platit tu část zisku, která souvisí s přínosem pro životní prostředí (Morgan 2005).

Tab. 3.9 Důvody neúspěchu projektů ochrany půdy (Hudson 1991).

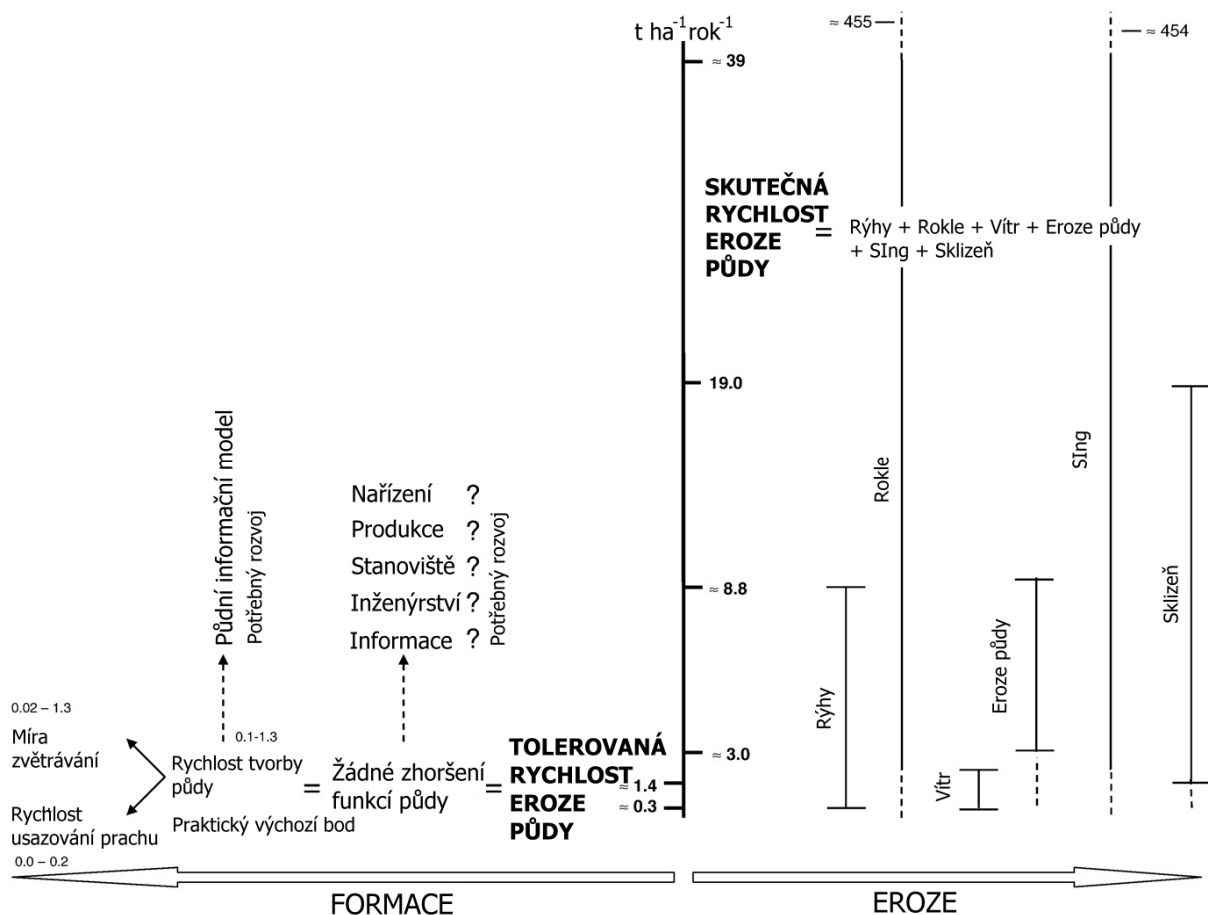
| Prvek | Vliv na vývoj půd |
|-----------------------------|---|
| Chyby návrhu před projektem | <ul style="list-style-type: none"> Přecenění účinků nových postupů Přecenění míry přijetí Přecenění schopnosti služeb šířit nové nápady Podcenění času potřebného k mobilizaci zaměstnanců a materiálu Nedostatečné pochopení postojů k riziku Nereálný odhad ekonomických výhod Podcenění problémů s koordinací mezi různými ministerstvy a útvary Přecenění síly národní nebo místní výzkumné základny k hledání řešení |
| Slabé stránky v provádění | <ul style="list-style-type: none"> Vlády si nemohou dovolit realizaci nákladů Nedostatečná znalost systému pěstování plodin Nedostatečné testování nových systémů plodin Optimistické předpoklady o výnosech Vyžaduje se nedostatečné hodnocení úrovní zemědělské práce Pro zemědělce nejsou atraktivní návrhy Nerealisticky nízké ceny zemědělských produktů |

Neužitečná marketingová a cenová politika
Nedostatečná velikost personálu pobočky
Přetížené řízení bez jasně definovaných
odpovědností
Odchod vedení od prováděcích institucí
Nestabilní vláda, nejistota ohledně dlouhodobého
závazku

3.6 Systém nastavení limitů erozního ohrožení

Dle Bui et al. (2011) je pojetí „udržitelné zemědělství a postupy hospodaření s půdou“ souběžný s pojetím „udržitelný rozvoj“, který je „rozvojem uspokojujících potřeb současnosti, aniž by ohrozil schopnost budoucích generací uspokojovat své vlastní potřeby“ (WCED 1987). V definici udržitelnosti se uvádí implicitní představa o vzdálené budoucnosti, ale kolik „budoucích generací“ zahrnuje, není konkrétně uvedeno. V souvislosti s erozí lze minit, že přírodní hodnoty budou dlouhodobě udržitelné (≥ 1000 let nebo v geologickém časovém měřítku).

Verheijen et al. (2009) na Obr. 3.7 popisují porovnání přijatelné eroze se skutečnou erozí půdy. Navrhuje postupy pro stanovení podrobnějších sazeb tolerance s využitím funkce numerického modelování tvorby půdy a koncepce půdy. Pravá strana popisuje složky eroze půdy a střední a maximální odchylky. Přípustná míra eroze půdy a přístupy k jejich odvození jsou popsány vlevo. V současnosti se v Evropě odhadují průměrné hodnoty $0,3-1,4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro tvorbu půdy a $3-40 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro reálnou erozi půdy. Tyto výsledky jsou 10 až 40krát vyšší, než je přijatelný globální odhad uváděný Pimentelem (2006). Kromě potřeby podrobnějších a diferencovaných hodnot pro rychlost eroze a tvorby půdy, je nutné identifikovat dosud neznámé typy eroze a dále rozvíjet koncepty, jako je např. systém funkcí půdy a numerické modely formování půdy k implementaci zmírnění eroze půdy ve vhodných prostorových měřítcích. Je pravděpodobné, že hodnoty jsou ovlivněné změnou klimatu, a tedy je potřeba změnit nebo zintenzivnit využívání půdy (Verheijen et al. 2009). Proto je doporučeno (Trimble & Crossona 2000a, b; Brazier 2004), aby se zdroje více zaměřili na monitorování eroze půdy terénními měřeními, než na modelování. V ideálním případě by přístupy k měření v terénu byly vyvinuty ve spojení s procesními modely.



Obr. 3.7 Tolerovatelná vs. skutečná eroze půdy, koncepce a rychlosti. Hodnoty jsou v jednotkách $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$. SIng = eroze svahové inženýrství (Verheijen et al. 2009).

Pokud jsou tyto naměřené a odhadované rozsahy pro tvorbu půdy a eroze správné a aktuální podmínky a řízení budou přetrvávat, pak se orné půdy na svazích sníží o 2 až 30 cm za 100 let. Pro mnoho míst s ornou půdou v Evropě by to znamenalo významné zhoršení jejich produkce, regulace, stanovišť a funkce, nebo dokonce úplné zastavení některých z nich. Status quo tedy není v souladu s argumentem mezigenerační spravedlnosti, tj. že by budoucí generace měly mít stejná práva na přírodní zdroje jako práva požívající současná generace. Ke snížení ztráty půdy je zapotřebí značné úsilí, aby se přiblížila k přijatelné úrovni ztráty erozí, a to zejména na orné půdě (Verheijen et al. 2009). Zdá se, že v budoucnu bude díky změně klimatu pravděpodobně narůstat intenzita srážek, ne-li roční úhrny, čímž se zvyšuje eroze půdy a vznikají doprovodné změny socioekonomické a agronomické (Boardman & Favismortlock 1993; Phillips et al. 1993; Nearing et al. 2004).

3.7 Legislativní limity v ČR a Evropě

V oblasti ochrany půdy není jednotný názor na důležitost legislativy. Mnoho programů na ochranu půdy spoléhalo na zákony, které samozřejmě požadovaly změny v zemědělských postupech. Přijímaly se také zákony omezující činnosti na určitých typech pozemků, zakázaly se kultivace na svazích, kde byla překročena limitní strmost a začaly být chráněny lesy v povodí. Na Islandu má například státní správa pro ochranu půdy právní moc nabývat

znehodnocenou půdu od zemědělců, která by nemusela být efektivně využívána. Zemědělci však přijali nové technologie, které dokázaly znehodnocenou půdu znovu využívat. Obecně platí, že právní předpisy jsou účinné proto, že principy, které za nimi stojí již existují a populací byly přijaty (Hudson 1981).

Dle Poláková et al. (2018) byla opatření na ochranu půdy úspěšně začleněna do českého práva, konkrétně zákona č. 334/1992 Sb., o ochraně zemědělských půd, zákona č. 254/2001 Sb. o vodách a nařízení vlády č. 75/2007 Sb. pokud se jedná o finanční podporu méně znevýhodněných oblastí. Snaha o minimalizování odtoku je podstatná pro udržení půdy v dobrém environmentálním i zemědělském stavu. Kontrolní systém GAEC (především GAEC 4 a 5) zřízený v roce 2007 uvedl aspekty regulátorů s cílem snížit poškození půdy. Jednalo se hlavně o uložení sankcí ve spojitosti s příjmy zemědělců z přímých plateb. Systém kontroly GAEC spočívá v určení podmínek referenční úrovně pro splnění řady vyspělejších environmentálních systémů na pevnině.

Přípustná míra erozního ohrožení musí zajišťovat trvalou udržitelnost hospodaření na zemědělské půdě, ale také musí zohledňovat ekonomickou náročnost realizace protierozních opatření. Je důležité tyto protichůdné nároky harmonizovat. Z tohoto důvodu byl Strategií resortu Ministerstva zemědělství České republiky s výhledem do roku 2030 stanoven harmonogram postupného navyšování úrovně vyžadované protierozní ochrany tak, aby byla zajištěna výsledná celková výměra erozně ohrožené plochy na ploše orné půdy (kultury R, U, G v LPIS) dle harmonogramu se čtyřletým cyklem viz Tab. 3.10.

Tab. 3.10 Harmonogram postupného navyšování ochrany před erozí (Novotný et al. 2017).

| Účinnost | Plocha kultury R, U, G v LPIS pod ochranou (%) |
|--|--|
| od 1. července 2018 do 30. června 2022 | 25 |
| od 1. července 2022 do 30. června 2026 | 35 |
| od 1. července 2026 do 30. června 2030 | 45 |
| od 1. července 2030 | 60 |

Postupný harmonogram má za cíl pomoci dosáhnout co nejsnazšího přizpůsobení postupů hospodaření. V prvních letech se ale mohou objevovat těžko postižitelné případy eroze, které sice budou způsobovat nemalé škody, ale z pohledu vyhlášky budou pod limitem přípustné míry erozního ohrožení zemědělské půdy. Pokud k těmto situacím bude docházet, má být dána hospodářickému subjektu možnost dobrovolně změnit hospodaření a předejít těmto. Pokud nedojde k využití této možnosti, budou podmínky zajišťující pozvolný náběh požadavků a lepší možnost adaptace způsobu hospodaření upraveny směrem k vyšším nárokům skokově (Novotný et al. 2017).

V rámci prováděného Monitoringu eroze zemědělské půdy, v návaznosti na úkoly k bodu č. 7 z PM MZe č. 33/2012 ze dne 2. října 2012, Informace pro pana ministra MZe (č. j. 10030/2015-MZE-14143) ze dne 16. 3. 2015 a úkoly k bodu č. 3 z PV MZe č. 19/2016 ze dne 7. června 2016 s cílem aktualizace efektivní implementace přístupu sledování projevů eroze s možností reakce na konkrétní, dosud těžko postižitelné případy, je připraven Metodický postup

řešící zařazování částí monitorovaných dílů půdních bloků (DPB) s projevem eroze do silně erozně ohrožených oblastí (SEO) a mírně erozně ohrožených (MEO). Cílem metodiky je zefektivnit implementaci ochrany zemědělského půdního fondu před erozí a jejími následky, zkoumáním a pozorováním projevů eroze s možností reakce na konkrétní, doposud těžko postižitelné případy, jelikož jsou u některých z nich vymezeny a dodržovány povinnosti vyplývající z kontroly podmíněnosti. Tento systém, a tedy pojistku funkčnosti protierozní ochrany, je nutné zakomponovat do protierozní vyhlášky. V zásadě jde o úpravu přípustné míry erozního ohrožení G_p v určité lokalitě, při splnění konkrétních podmínek (Novotný et al. 2017).

Těmito podmínkami jsou:

A) jedná se o jeden z typů událostí:

- opakování erozní události na DPB nebo jeho části, erozní parcele či EUC, mimo rámec jednoho osevu,
- vážná ohrožení intravilánu měst a obcí,
- vážná ohrožení komunikací,
- vážná ohrožení útvarů povrchových vod,
- vážná ohrožení dalšího majetku fyzických a právnických osob vlivem erozní události,
- vážná ohrožení ZPF vlivem erozní události,
- zemědělcem neakceptovaná agrotechnická opatření na základě schválené KoPÚ (Komplexní pozemková úprava).

B) jsou splněny obě podmínky:

- EUC v němž došlo k erozní události (událostem) se nachází na erozně ohrožené ploše. Tedy mediánová hodnota $C_p \cdot P_p$ v EUC je menší nebo rovna 0,4.
- Aplikovaný oseední postup a agrotechnika nemají dostatečný ochranný účinek (nevyhověly přípustné ztrátě půdy), tedy zjištěná hodnota $C \cdot P$ je větší než hodnota mediánu $C_p \cdot P_p$ v posuzovaném EUC. Vyhodnocení je prováděno výhradně Protierozní kalkulačkou.

MŽP (2021) vydalo po vypořádání připomínek vzešlých z mezirezortního řízení vyhlášku č. 240/2021 Sb. o ochraně zemědělské půdy před erozí s účinností od 1. července 2021. Původní nastavení přípustné ztráty půdy na mírnou hodnotu $17 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ se po analýze efektivnosti vyhlášky ve vztahu k posuzování monitorovaných událostí ukázalo jako neúčinné. Nová vyhláška dovoluje maximální hodnotou eroze $9 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. Daný limit koresponduje i se stanoviskem akademické sféry, podle níž přípustná ztráta nemá v žádném případě přesáhnout limitní hodnotu $10 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. K reálné rychlosti tvorby půdy se tyto limity sice stále nepřibližují, ale posun ke zlepšení situace je zde viditelný. Podrobné údaje znázorňuje Tab. 3.11.

Tab. 3.11 Přípustná míra erozního ohrožení (Vyhláška č. 240/2021 Sb. o ochraně zemědělské půdy před erozí 2021).

| Charakteristika kategorie | Hloubka půdy | 5. číslice kódu BPEJ | Přípustná míra erozního ohrožení (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) |
|---------------------------|--------------|----------------------|---|
| půda hluboká | > 60 cm | 0, 2, 3 | 9,0 |
| půda středně hluboká | 30 - 60 cm | 1, 4, 7* | 9,0 |
| půda mělká | < 30 cm | 5, 6, 8*, 9* | 2,0 |

* Platí pouze pro půdy o sklonitosti > 12 stupňů, to znamená HPJ 40, 41. Pro půdy s označením 8, 9 je hloubka půdy v garantované vrstvě ve výpočtu eroze nastavena jako mělká z principu předběžné opatrnosti.

Tab. 3.12 ukazuje pro porovnání nastavené erozní limity na Slovensku s odvozením od hloubky půdy.

Tab. 3.12 Přípustná míra erozního ohrožení na Slovensku (VUPOP.SK - Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy 2008).

| Charakteristika kategorie | Hloubka půdy | Přípustná míra erozního ohrožení (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) |
|--------------------------------|--------------------|---|
| mělké půdy | < 30 cm | 5,0 |
| půda středně hluboká a hluboká | 30 - 60 cm, > 60cm | 10,0 |
| půda hluboká | 60 - 90 cm | 15,0 |
| půda velmi hluboká | > 90 cm | 20,0 |

3.8 Přírozená obnova půdy

Podle Alexandera (1988) je tvorba půdy v jakémkoliv místě přirozený proces a zahrnuje pojmy jako geneze půdy, pedogeneze, tvorba půdy, produkce půdy nebo obnova půdy (Brady a Weil 2002).

Přírozená obnova půdy zahrnuje mnoho procesů, které probíhají samostatně, nebo souběžně, což je běžnější. Výslednou mocnost půdy, vzhledem k eroznímu ohrožení, je možné chápat jako rovnováhu mezi produkcí půdy a úbytkem erozí. Rovnováha v krajině by existovala pouze v případě, kdy by byla čistá míra eroze stejná jako rychlost tvorby půdy (Heimsath et al. 2000; Montgomer 2007; Dosseto et al., 2008).

Z hlediska vývoje půdy jsou důležitým procesem zvětrávání, které vede k vlastní tvorbě jemnozeme, ke zvyšování objemu půdy. Nezastupitelný je také proces akumulace organických látek, díky kterému dochází k tvorbě humusových horizontů a kladně ovlivňují úrodnost půdy. Dle Bui et al. (2011) je půda vytvořena díky fyzikálnímu a chemickému zvětrávání podloží, které se nazývá saprolit. Tvorbu a vrstvení půdy na povrchu Země ovlivňují faktory zahrnující hromadění organických látek na povrchu půdy, zvětrávání v půdně-saprolitovém rozhraní, erozi

a biologické mísení (Paton et al. 1995; Heimsath et al. 2000). Pokud se zvyšuje obsah organických látek na povrchu půdy, obnovuje se tím ukládání živin do ornice. Dochází ke zvýšení mocnosti v celém půdním profilu v zakořeněné zóně. Saprolitové rozhraní, bioturbace organických a minerálních látek mají vliv na rozhraní mezi horní vrstvou a podložím.

Bui et al. (2011) dále uvádí, že míra obnovy horizontu A je díky hromadění organické hmoty pod lesy a travními porosty mnohem rychlejší, pokud ji porovnáme s rychlostí tvorby půdy vlivem zvětrávání na rozhraní saprolit-půda. V USA se mocnost A horizontu 10-15 cm může tvořit až 50 let (Hall et al. 1982). Schertz a Nearing (2006) odhadují navýšení mocnosti horizontu o 2,5 cm za 30 let u středně až středně hrubých strukturovaných půd. Tato hodnota odpovídá 120-180 letům v mocnosti navýšení horizontu o 10-15 cm. V Austrálii cituje Hill (2003) práci P.A. Yeomans, který dokázal vytvořit 10 cm drobivé černé půdy během 3 let na povrchu zvětralé červené břidlice. Využil rostlin a orebné techniky určené pro budování organické hmoty v ornici.

Rychlost tvorby půdy je předmětem vědeckého zájmu a je potřeba tyto procesy kvantifikovat a vytvořit modely zachycující procesy tvorby půd. V ideálním případě by modely tvorby půdy (Hoosbeek & Bryant 1992; Minasny & McBratney 2001) byly vyvinuty a validovány v takovém rozsahu, aby byly aplikovatelné pro všechny typy půdy, v rámci jakéhokoli využití, praxe v hospodaření s půdou, ve všech regionech a přesnými odhady rychlosti tvorby půdy. A dokonalejší by byl model, který odhadne míru tvorby půdy ve spojení s různými změnami klimatu. Předpokládá se, že „přírozenou“ erozi v průběhu geologické historie ovlivňovaly změny klimatu (Wilkinson & McElroy 2007). Základní vědecké poznatky o procesech tvorby půdy jsou stále nedostačující pro používání mechanistických modelů tvorby půdy a tím spojené stanovení přijatelných rychlostí eroze půdy v kontextu ochrany životního prostředí.

3.8.1 Rychlost tvorby půd in situ

Verheijen et al. (2009) uvádí, že je k dispozici nedostatečné množství přímých měření rychlosti tvorby půd. Nedostatek měření je hlavně způsoben pomalou rychlostí tvorby půdy ve vztahu k lidskému životu a následnými komplikacemi při přesném měření v terénu. Studium různých metodik je však možné navrhnout souhrnný obraz o rozsahu míry tvorby půdy (Tab. 3.13). Alexander (1988) určil rychlost tvorby půdy pro 18 malých, nezemědělských oblastí, umístěných v Severní Americe, Evropě, Austrálii a Zimbabwe, u nekarbonátových substrátů s mělkými až středně hlubokými mocnostmi. K určení rychlosti tvorby půd použil hodnoty vstupů a výstupů oxidu křemičitého, které souvisí s tvorbou půdy. Rozpětí rychlosti tvorby půd pro nerašelinové půdy bylo od 0,02 do 1,27 (průměr = 0,49) t.ha⁻¹.rok⁻¹. V jaké míře by se rychlost tvorby půdy změnila při využívání půdy zemědělskou činností, není známo. Wakatsuki a Rasyidin (1992) použili metody geochemické hmotnostní bilance na sedmi prvcích (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na a Si). Touto metodou dospěli k výpočtu rychlosti tvorby půdy v globálním měřítku v rozsahu od 0,37 do 1,29 (průměr = 0,7) t.ha⁻¹.rok⁻¹. Mnohem větší hodnoty byly vypočteny pro dobře odvodněné oblasti, s vysokými srážkami v jihozápadním Japonsku, ale povětrnostní podmínky a celkové životního prostředí nejsou všude na světě stejné. Hodnoty tvorby půdy, v důsledku zvětrávání v povodích s převažujícími vápenci, byly odhadnuty na

$<0,1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Alexander 1985). Další metodou pro odvození rychlosti tvorby půdy lze použít studium chronosekvence, i vzhledem k tomu, že se zaměřuje spíše na procesy zodpovědné za specifické vlastnosti půdy než rychlosti tvorby půdy (Huggett 1998; Yoo & Mudd 2008).

Tab. 3.13 Hodnoty tvorby půdy vlivem zvětrávání (velké měřítko) (Verheijen et al. 2009).

| Metodologie | Prostorové měřítko | Časové měřítko | Spodní limit ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$) | Horní limit ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$) | Reference |
|--|---|----------------|--|---|-------------------------------|
| Hmotnostní bilance (Si) | Bez uhlíkaté; neúrodné; Severní Amerika, Evropa, Austrálie (Victoria), Zimbabwe | na | 0,02 | 1,27 | Alexander (1988) |
| Hmotnostní bilance (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na, Si) | Globální | | 0,37 | 1,29 | Wakatsuki and Rasyidin (1992) |
| In situ kosmogenní ^{10}Be a ^{26}Al | Severní Kalifornie | na | 0,39 | 0,91 | Heimsath et al. (1997) |
| In situ kosmogenní ^{10}Be | Středoevropské řeky | 10-40 Kyr | 0,26 | 1,3 | Schaller et al. (2001) |
| Kontinuální eroze / sedimentace | Globální | 542 Myr | 0,4 | 1,4 | Wilkinson and McElroy (2007) |
| na | USA | na | 0,3 | 1,1 | Bennett (1939) |

na = není k dispozici.

Vztah mezi mocností a tvorbou a půdy je odvozeny z výsledků zkoumání v oborech geomorfologie a geologie. Humphreys a Wilkinson (2007) vydávají tyto studie a navrhují, aby se hodnoty tvorby půdy používaly pro určení přípustné míry eroze půdy. Heimsath et al. (1997) použili při měření v severní Kalifornii produkované kosmogenní koncentrace ^{10}Be a ^{26}Al a současně hodnoty porovnávali s naměřenou hloubkou půdy. Tímto měřením dokázali inverzní vztah mezi rychlostmi tvorby půdy a její hloubkou. Hodnoty tvorby půdy se pohybovaly od $0,39 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro hlubší půdy (cca 50 cm) do $0,91 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro mělké půdy (cca 5 cm). Shakesby a Doerr (2006) studovali rozsah zvětrávání při požáru, konkrétně v oblastech, kde prudké „sopečné“ požáry rozrušovaly povrch. Zjistili, že v oblastech s častými požáry je důležitý další proces zvětrávání a je pravděpodobné, že se současně zvýší proces eroze.

Wilkinson a McElroy (2007) poskytli důkladnou analýzu četnosti subaeriální denudace v období od spodního kambria do pliocénu. Dle analýzy se eroze pohybovala v tomto období v průměru $5 \text{ Gt}\cdot\text{rok}^{-1}$. V případě kontinentální oblasti s rozlohou 118 milionů km^2 se $5 \text{ Gt}\cdot\text{rok}^{-1}$

rovná průměrné přirozené míře eroze $0,4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, s časovým rozsahem 542 milionů let. Schaller et al. (2001) odvodili průměrnou míru eroze půdy měřením in situ produkovaných radionuklidů (^{10}Be) v korytech středoevropských řek. Odvozením zjistili, že posledních 10 000–40 000 let se hodnota pohybovala od 0,26 do $1,3 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Mabit et al. (2008) diskutují nejen o výhodách, ale i omezeních využití radionuklidových spadů pro hodnocení eroze půdy. Bennet (1939) uvedl, že míra tvorby půdy se v USA pohybuje v rozmezí od 0,3 do $1,1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ (za předpokladu objemové hmotnosti $1,3 \text{ t}\cdot\text{m}^{-3}$), ale neupřesnil použitou metodiku.

3.8.2 Rychlost tvorby půd v důsledku eolické depozice

Verheijen et al. (2009) uvádí, že Simonson (1995) zhodnotil význam eolické depozice na tvorbu půd. Zájmem výzkumu byla potřeba kvantifikovat množství takto usazovaného materiálu a jeho zdroj.

Je známo, že Severní Afrika je největším zdrojem prachu na Zemi. V oblasti Sahary vzniká a přesouvá se 130 až 760 milionů $\text{t}\cdot\text{rok}^{-1}$ z celkového množství 1000 až 3000 milionů $\text{t}\cdot\text{rok}^{-1}$ na celém světě (Engelstaedter et al. 2006). Největší část prachu je odnášena do severního Atlantiku, ale značná část také na evropský kontinent. Dalmeida (1986) použil data ze slunečního fotometru pro odhad množství transportovaného saharského prachu do Evropy. Data byla pořízena na počátku 80. let a množství se odhaduje touto metodou na 80 – 120 milionů tun ročně. Löye-Pilot et al. (1986) extrapolovali údaje z oblasti na Korsice a odhadli množství prachu transportované do západního Středomoří na $3,9$ milionu $\text{t}\cdot\text{rok}^{-1}$.

V posledním desetiletí došlo k podstatnému zvýšení podpory výzkumu transportu a depozice prachu (Engelstaedter et al. 2006). S využitím družicových snímků a následné analýzy izotopových kompozic došlo ke zjištění, že je Sahara hlavním zdrojem prachu, který je uložen v Evropě (Middleton & Goudie 2001). Zaznamenán byl také prach pocházející z Číny, který se ukládá ve francouzských Alpách (Grousset et al. 2003). Analýza dálkového průzkumu Země, který používá spektrometr pro měření celkového ozonového mapování, určila transportní cesty prachu ze severní Afriky do oblasti Středozemního moře (Middleton & Goudie 2001; Israelevich et al. 2002).

Eolická depozice neovlivňuje pouze akumulaci půdního materiálu, ale také chemické půdní vlastnosti. Příkladný je vliv eolické depozice z oblasti Severní Afriky na Amazonii, kde dochází k ukládání materiálu z pouštního oblasti, a právě tento sahelský prach dokáže zvyšovat produkci biomasy v amazonských lesích (Swap et al. 1992).

Middleton a Goudie (2001) a Engelstaedter et al. (2006) uvádějí, že od středomořské Evropy, až po pyrenejské, alpské a karpatské pohoří, se míra depozice prachu pohybuje v rozmezí od $0,05$ do $0,39 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Severně od této horské oblasti je rychlost depozice prachu nižší než $0,01 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Oblastní ukládání prachu může mít relativně velký vliv na rychlost ukládání, ale s malým rozsahem. Terénní měření depozice prachu jsou shrnuta v Tab. 3.14.

Hodnota depozice prachu $0,2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro jižní Evropu má obdobnou rychlost, jaká byla naměřena v Kalifornii, konkrétně v rozmezí od $0,04$ do $0,16 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ v jižní Nevadě a jihovýchodní Kalifornii a průměrnou hodnotu $0,30 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ v jihozápadní Kalifornii (Reheis & Kihl 1995). Simonson (1995) posoudil význam depozice prachu na půdách a odhadl průměrnou hodnotu $3,0 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro půdy mezi skalistými horami a řekou Mississippi. Tato hodnota převyšuje hodnotu zjištěnou pro Evropu nebo Kalifornii. Vysvětlením může být

zdrojová oblast v polosuché jihozápadní části, ze které se transportuje většina prachu na východ.

Tab. 3.14 Míry tvorby půdy pomocí depozice prachu (přizpůsobené Goudie a Middleton, 2001).

| Umístění | Depozice prachu (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) |
|--------------------------|---|
| Egejské moře | 0,112-0,365 |
| Jižní Sardinie | 0,06-0,13 |
| Švýcarské Alpy | 0,004 |
| Francouzské Alpy | 0,002 |
| Severovýchodní Španělsko | 0,051 |
| Korsika | 0,125 |
| Střední Francie | 0,01 |
| Kréta | 0,1-1,0 |
| Pyreneje | 0,30-0,39 |

3.8.3 Celková rychlost tvorby půd

Verheijen et al. (2009) uvádí, že při odvození celkové rychlosti tvorby půd, s monitorováním eroze půdy a erozních dopadů, je rozumné odhadnout depozici prachu z pouští ne více než 0,2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v jižní Evropě a 0,0 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v severní Evropě. Vyšší hodnoty tvorby půdy vykazuje způsob vzniku zvětráváním. Aktuálně se v Evropě pohybuje hodnota od 0,3 t.ha⁻¹.rok⁻¹ do 1,2 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Nízké hodnoty 0,004 t.ha⁻¹.rok⁻¹ jsou např. u čedičových matečných materiálů v polosuché Austrálii (Pillans 1997). Vyšší hodnoty 5,7 t.ha⁻¹.rok⁻¹ se nacházejí v místech s dobrým řešením odvodnění srážek, např. na jihozápadě Japonska (Wakatsuki & Rasyidin, 1992). S ohledem na rychlost tvorby půdy zvětráváním i depozicí prachu se odhaduje, že se pravděpodobně rychlost tvorby půdy pohybuje v rozmezí od 0,3 do 1,4 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Stále však zůstává neznámá prostorová variabilita v rámci celé Evropy. Tvorba půdy je ovlivňována také změnou klimatu, využíváním a obhospodařováním půdy s pohledem do budoucna. Lze očekávat, že se změnami klimatu v oblasti Sahelu dojde ke zvýšení depozice prachu nejen ve Středozezemním moři, ale také dále na severu Evropy. Očekává se, že v místech s rostoucím množstvím srážek bude chemické zvětrávání efektivnější, a to zejména v oblastech s propustným matečným materiálem. Půdy vytvořené na vápencových nebo granitických horninách se formují pomaleji, avšak výzkumů je nedostatek a je potřeba experimentální výzkumy pro tyto skupiny hornin rozšířit, jelikož pokrývají podstatnou část Evropy (Verheijen et al. 2009).

Alexander (1988) uvádí, že nejspolehlivější metodou pro odhady rychlosti tvorby půdy je využití informací ze studií u zpevněných sedimentů nebo skalního podloží malých povodí.

Informace z těchto studií byly přezkoumány a rychlost tvorby půdy vypočtena z rovnice elementární rovnováhy Barth (1961). Aproximovaná rovnice je popsána jako:

$$W = D + S, \quad (8)$$

kde W je hmotnost zvětralého horninového materiálu, D je hmotnost rozpuštěných pevných látek matečné horniny, které byly ve formě roztoku odplaveny a S je hmotnost zbytku zvětralin horniny, popřípadě půdy, kterou tvoří zvětralý litický materiál. Jde o aproximaci, jelikož chemické prvky v půdě mohou mít různé oxidační hodnoty, nacházející se ve stejných prvcích v původním materiálu, a tedy s různými hmotnostmi přidruženého kyslíku. Přibližná rovnice je většinou případů přesná. Jelikož jsou W a S neznámé proměnné, rychlost zvětrávání je počítána transformací Barthovi rovnice nebo přibližnou rovnicí s poměrem S/W :

$$W = D / (1 - S/W), \quad (9)$$

pak $S = W(S/W)$. Poměr S/W musí být odhadnut, ale rovnici lze vypočíst se značnou jistotou.

I přes známost obecného vztahu, neexistuje mnoho jistých výpočtů rychlosti tvorby půdy pro vývoj modelu, který by dokázal přesně předpovědět hodnoty tvorby půdy z rozdílných matečných substrátů, v rozdílných klimatických podmínkách. Alexander (1988) vyvinul rovnici, kterou lze použít k definování rozsahů očekávaných hodnot, pro tvorbu půdy ze společných nekarbonátových hornin či sedimentů. Hodnoty lze také považovat za rozsah tolerance ztráty půd pro mělké nebo středně hluboké půdy.

3.8.3.1 Vliv klimatu

Klima má vliv na rychlost tvorby půdy i na směr vývoje (Walker & del Moral 2003), ovlivňuje a utváří půdní vlastnosti, a tím i determinuje prostředí pro život organismů (Buol et. al. 2011; Lavelle & Spain 2001). Klimatický faktor působí přímo srážkami a teplotou (Smolíková 1982; Buol et. al. 2011; Jenny 1941). Srážky řídí pohyb a množství vody v půdě a ovlivňují translokaci látek a rychlost zvětrávání (Moravec et. al. 1994). Nepřímo působí na vegetační pokryv. Charakter klimatu vymezuje rozsah teplot a množství srážek. Vedle hlavních faktorů se při tvorbě půdy uplatňuje také řada jiných faktorů (Tomášek 2003).

3.8.3.1.1 Vliv vody a srážek

Vliv na vývoj a tvorbu půd má voda v závislosti na její formě, sezónní variabilitě, intenzitě srážek, sklonu terénu, rychlosti evaporace a prostupnosti matečného materiálu (White 2003). Z celkového množství srážek se do půdy infiltuje pouze část. Další část se transpiruje rostlinami nebo odstranění evaporací. Infiltrace vody odstraňuje nejen jíl, ale hlavně také organické látky, rozpustné soli a uvolněné báze (K, Na, Ca, Mg) a ty jsou transportovány z povrchových horizontů do horizontu B (Buol et. al. 2011). Pokračováním infiltrované vody do větších hloubek bez kořenového systému, dochází k uvolňování koloidních materiálů (Buol et.

al. 2011), který se následně z půdy může vyplavit (White 2003) a tím dojde ke zpomalení vývoje půd během primární sukcese (Walker & del Moral 2003).

Rozdílné klimatické podmínky, různé intenzity dešťových srážek a sezónní změny evapotranspirace, zapříčiňují pokles pohybu vody v půdě. To neplatí v suchých klimatických oblastech (Buol et. al. 2011). V oblastech, kde jsou nižší srážky a výpary jsou naopak vyšší, dochází k pohybům vody směrem k povrchu (White 2003). Vzlínající voda obohacuje svrchní horizonty půdy o karbonáty a rozpustné soli (Smolíková 1982). V suchých díky akumulování rozpustných solí dochází k zasolení půd. Zejména chlorid sodný (NaCl) a jiné chloridy a sírany. Sůl se také akumuluje v nízko položených částech krajiny, kde se snadno zadržuje voda (White 2003). Akumulace a zadržování solí v půdním profilu je závislé na mobilitě prvků a rychlosti průtoku vody. K větší ztrátě solí a SiO_2 dochází ve vlhčích oblastech, vzhledem k rychlejšímu vyplavování živin a dalších (White 2003). Těmito procesy je podpořena tvorba humusu (Smolíková 1982). Zvyšující srážky mají za následek větší produkci biomasy rostlin (Jenny 1941). Průměrné srážky v mírném klimatu pobízejí k vyšší produktivitě rostlin a efektivější dekompozici, díky které dochází k rychlejšímu hromadění půdní organické hmoty (Walker & del Moral 2003).

3.8.3.1.2 Vliv teploty

Teplota ovzduší, a tedy i povrchu, ovlivňuje zvětrávací pochody, které jsou složené z mnoha reakcí (Smolík 1957). Zvyšující se teplota zrychluje reakce, snadněji dochází k rozkladu organických i anorganických látek, a to vede ke zvyšování tvorby humusu (Smolíková 1982; Smolík 1957). Vyšší teplota vede k větší aktivitě organismů, mineralizace se zrychluje a vznikají mocnější půdy (Smolík 1957). Tyto reakce způsobují snižování obsahu organického uhlíku a dusíku (Jenny 1941). Více organické hmoty se nachází v chladnějších polohách, jelikož biologický rozpad organického materiálu je zpomalován právě nízkou teplotou (Smolík 1957).

Skupenství a pohyb vody v půdě dokáže ovlivnit teplota také, stejně jako mění v půdě poměry vody. Snižování teploty a zmrznutí vody přestávají veškeré chemické reakce způsobené vodou působit. Půdu ale ovlivňuje dále fyzikální zvětrávání prostřednictvím mrazu (Buol et. al. 2011). Typy zvětrávání jsou v humidních a perhumidních oblastech rozdílné než v aridních, kde převažuje chemické zvětrávání, případně fyzikálně-chemické (Smolíková 1982).

Klimatická oblast ovlivňuje dle Smolíkové (1982) nasycenost sorpčního komplexu:

- aridní oblasti, sorpční komplex nasycený kationtem K^{+I} a Na^{+I} ,
- semiaridní oblasti, sorpční komplex nasycený kationtem Ca^{+II} a Mg^{+II} (vyplavení jednomocných Na a K),
- humidní oblasti, zastoupeny půdy s uplatňujícím iontem H a vznikem podzolů a sorpčně nenasyceného komplexu.

V podmínkách České republiky podléhá v půdním profilu nejvíce vertikální translokaci Ca, Mg, Na, K. Následně dochází ve svrchní části půdy k hromadění hliníku, který způsobuje okyselení prostředí (Smolík 1957).

3.8.3.2 Vliv půdotvorných substrátů

Matečná hornina je díky svými fyzikálními a chemickými vlastnostmi zásadním faktorem řídícím procesy tvorby půd (Walker & del Moral 2003). Půdotvorné procesy, ke kterým je řazeno zvětrávání, humifikace a translokace začínají vystavením substrátu vlivům vnějšího prostředí (Jenny 1941). Zvětrávání hornin ovlivňuje chemické složení a fyzikální vlastnosti (Tomášek 2003).

3.8.3.2.1 Vliv fyzikálního složení matečné horniny

Rychlost fyzikálního zvětrávání hornin je velmi rozdílné. Zvětrávání je ovlivněno texturou, skladbou a obsahem bazických kationtů v minerálech. Obecně platí, že jsou odolnější kompaktní horniny a zvětrávací pochody s půdním vývojem je pomalejší. Méně odolné jsou horniny jemnozrnné s porfyrickým složením a následují horniny hrubozrnné (Smolíková 1982). Nejméně odolné jsou sypké sedimenty, jako např. vápnitá spraš, sprašové hlíny, hlinité holocenní náplavy, písčité a štěrkové sedimenty. A k pevným sedimentům řadíme např. jílové břidlice, slepence a pískovce. Lehce zvětrávají i některé metamorfity, např. ruly, fylity, svory, a některé vyvřeliny, např. čedič a gabro. Nejvíce odolné zvětrávání jsou kyselé vyvřeliny, např. žula a porfyr (Smolík 1957).

Snadněji zvětrávají jemně vrstvené sedimenty než hrubě lavicové. Zvětrávání ovlivňuje síla, mocnost a uložení vrstev. Horniny s horizontálními vrstvami, jako jsou např. opuky a slíny, jsou nejodolnější. Horniny s hrubou strukturou jsou méně odolné a celistvé s jemnou strukturou jsou odolné zvětrávání více (Smolíková 1982). Dle Elgersma (1998) je viditelný rozdíl ve struktuře a kompaktnosti fluvioperiglaciálních a eolických sedimentů. Eolické sedimenty jsou bez kompaktních vrstev s více homogenní strukturou a jsou dobře odvodněny. Fluvioperiglaciální sedimenty jsou více heterogenní a odvodnění není tak snadné.

3.8.3.2.2 Vliv chemického složení matečné horniny

Minerální složení půdy je ovlivněno v počátečních fázích složením matečné horniny (Jenny 1941). Minerální prvky a celkové složení ovlivňuje následnou rychlost zvětrávání, vznik sekundárních jíílů a průběh půdotvorných procesů. Uvolněné živiny a jíly určují při chemickém zvětrávání sorpční komplex a pH, stabilitu a barvu (Smolíková 1982).

Rozdílné chemické složení matečné horniny a prvků uvolněných při horninotvorném rozpadu způsobuje nestejněm zvětrávání hornin (viz Tab. 3.15). Podstatné jsou prvky tvořící skelet půdy (O, Si, Al, Fe) a obsah bazických kationtů (Ca, Mg, K, Na), určující průběh a směr půdotvorných procesů. Nejzásadněji záleží na obsahu vápník a hořčík, který ovlivňuje rychlost vyluhování půd a charakter sorpčního komplexu (Jenny 1941). Důležité není vysoké množství prvků, ale harmonické složení v hornině (Smolíková 1982; Tomášek 2003). Minerálně bohaté půdy vznikají v oblastech s matečnou horninou obsahující čediče, gabra, slíny a slínité vápence (Jenny 1941).

Tab. 3.15 Vlivy prvků uvolněných při zvětrávání z matečné horniny (Jenny 1941).

| Prvek | Vliv na vývoj půd |
|---------|--|
| Si a Al | poskytují „skelet“ pro výrobu jílových koloidů |
| Fe a Mn | ovlivňují oxidačně-redukční procesy a barvu půd |
| K a Na | obsahují dispergační látky pro jílové a humusové koloidy |
| Ca a Mg | mají vysokou flokulační sílu a zajišťují stabilitu |

3.8.3.3 Vliv reliéfu

Expozice, nadmořská výška a sklon svahu ovlivňuje zvětrávání. Členitý reliéf ovlivňuje lokální vzdušné proudění. Nadmořská výška ovlivňuje teplotu a srážky a spolu s expozicí svahu ovlivňují mikroklima a výskyt vegetace (Jenny 1941).

Zvětrávání způsobuje na mírně sklonitých terasách tvorbu pohyblivých sutí, které pozitivně ovlivňují přemísťování a obnovování vegetace. Příkřejší svahy, se sklonem přesahujících 60°, jsou ve většině případů bez vegetace (Tichý 2006; Yuan et al. 2006). Na příkrých svazích nedochází k zachycování půdních částic, a to má za následek zpomalení vývoje půdy. U příkrých svahů vzniká půda a vegetace v nepravidelných dutinách, prasklinách a v některých případech na plochých místech po těžbě (Yuan et. al. 2006). Čím je svah prudší, tím jsou méně vyvinuté půdy. Matečné horniny mají větší vliv na půdní chemismus a na druhovou skladbu v oblasti (Slavíková 1986).

Půdy na svazích se formují kumulativními procesy a mají málo vyvinuté horizonty (Sumner 2000). Půdy v místech úpatí a v depresích se mohou tzv. pohřbívat (Smolíková 1982), kde dojde k přerušení vývoje organického horizontu překrytím (Walker & del Moral 2003).

4 Materiál a metody

Data pro vypracování souhrnného přehledu přístupů ke stanovování limitů půdní eroze ve vztahu k rychlosti obnovy půd a zachování půdní úrodnosti a srovnání těchto limitů se současnou legislativou byla získána metodou metaanalýzy dat. Vlastní metaanalýze předcházelo vyhledávání kvalitních studií na dané téma.

Následně byla analyzována data z několika dílčích na sobě nezávislých materiálů. Specifikem výběru dat byl evropský region s dostatečnými informacemi o legislativních podmínkách erozních limitů, rychlostech tvorby půd v dané oblasti a politicko-sociálních zájmech.

Vybrané studie a zdroje jsou uvedeny v Kap. 8. Po stanovení důležitosti dat došlo k jejich použití k metaanalýze, zpracování, vypočtením hodnot aritmetickým průměrem a vyhodnocení.

Výpočet hodnot byl proveden dle rovnice 10:

$$x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (10)$$

, kde x je statistický znak, n je rozsah souboru, x_i jsou hodnoty statistického znaku.

5 Výsledky

5.1 Limity erozního ohrožení

Pro zhodnocení nastavení limitů erozního ohrožení v evropském regionu následuje přehled hodnot, které byly metodou metaanalýzy vyhodnoceny jako nejdůležitější a vhodné ke stanovení rozdílů.

Na workshopech Soil Conservation Service (1962) byla stanovena maximální tolerance ztráty půdy na hodnotu $5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$.

Wishmeier & Smith (1978) stanovili akceptovatelnou maximální hranici ztráty půdy na hodnotu $11,2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$.

Evropská agentura pro životního prostředí (1998) předpokládala, že přijatelné ztráty půdy nejsou shodné u různých mocností půdy, typů a agroklimatických podmínek a stanovili hodnotu na $1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ u mělkých písčitéch půd a $5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ u hlubších, rozvinutých půd

Bazzoffim (2009) neakceptuje hodnoty maximální hranici ztráty půdy vyšší než $3 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$.

Di Stefano & Ferro (2016) stanovili maximální hranici ztráty půdy pro svahové oblasti, s ohledem k aktuálním vědeckým poznatkům v Evropě, na hodnotu od $0,3$ do $1,4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, v závislosti na faktorech formující půdu.

Verheijen et al. (2009) poukázal na Švýcarsko, které nastavilo hodnotu tolerované eroze půdy na hodnotu 1 a $2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, dle území v závislosti na zranitelnosti půdy proti erozi. Norsko stanovilo jednotnou prahovou hodnotu $2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$.

A poukázal tak na Norsko, které nastavilo hodnotu tolerované eroze půdy na hodnotu $2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$.

Následující Tab. 4.1 zobrazuje vývoj hodnot přípustných ztrát půdy vodní erozí podle hloubky půdy pro ČR. Limity byly platné byla od roku 2018 s výhledem do roku 2030.

Tab. 4.1 Přípustná ztráta půdy vodní erozí podle hloubky půdy (Novotný et al. 2017).

| Účinnost | Hloubka půdy | 5. číslice kódu BPEJ | G_p ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$) |
|--------------------------|--|----------------------|---|
| 1. 7. 2018 - 30. 6. 2022 | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 4,0 |
| | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 17,0 |
| 1. 7. 2022 - 30. 6. 2026 | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 3,0 |
| | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 12,0 |
| 1. 7. 2026 - 30. 6. 2030 | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 2,0 |

| | | | |
|---------------|--|------------------|-----|
| od 1. 7. 2030 | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 9,0 |
| | mělká (< 30 cm) | 5, 6, 8*, 9* | 1,0 |
| | středně hluboká (30 - 60 cm) a hluboká (> 60 cm) | 0, 1, 2, 3, 4, 7 | 5,0 |

*) Hloubka půdy je v systému BPEJ vyjádřena 5. číslicí sdruženého kódu pro skeletovitost a hloubku půdy. Kódy 7, 8 a 9 jsou určeny pro BPEJ pozemků se sklonem > 12° a pro BPEJ půd mělkých a nevyvinutých (kambizemě, rankery, litozemě). Pro půdy s kódem 8 a 9 je hloubka půdy v garantované vrstvě ve výpočtu eroze nastavena jako mělká z principu předběžné opatrnosti.

Viditelné změny, provedené vyhláškou č. 240/2021 Sb. o ochraně zemědělské půdy před erozí s účinností od 1. července 2021, zobrazuje Tab. 4.2.

Tab. 4.2 Přípustná míra erozního ohrožení (Vyhláška č. 240/2021 Sb. o ochraně zemědělské půdy před erozí 2021).

| Charakteristika kategorie | Hloubka půdy | 5. číslice kódu BPEJ | Přípustná míra erozního ohrožení (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) |
|---------------------------|--------------|----------------------|---|
| půda hluboká | > 60 cm | 0, 2, 3 | 9,0 |
| půda středně hluboká | 30 - 60 cm | 1, 4, 7* | 9,0 |
| půda mělká | < 30 cm | 5, 6, 8*, 9* | 2,0 |

* Platí pouze pro půdy o sklonitosti > 12 stupňů, to znamená HPJ 40, 41. Pro půdy s označením 8, 9 je hloubka půdy v garantované vrstvě ve výpočtu eroze nastavena jako mělká z principu předběžné opatrnosti.

Se Slovenskem nás váže stejná historie a Tab. 4.3 ukazuje velmi podobné hodnoty erozních limitů, jako bylo v ČR.

Tab. 4.3 Přípustná míra erozního ohrožení na Slovensku (VUPOP.SK - Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany pôdy 2008).

| Charakteristika kategorie | Hloubka půdy | Přípustná míra erozního ohrožení (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) |
|--------------------------------|--------------------|---|
| mělké půdy | < 30 cm | 5,0 |
| půda středně hluboká a hluboká | 30 - 60 cm, > 60cm | 10,0 |
| půda hluboká | 60 - 90 cm | 15,0 |
| půda velmi hluboká | > 90 cm | 20,0 |

5.2 Rychlost přirozené obnovy půdy

Rychlost tvorby půdy je odvozena od místa a způsobu vzniku. Alexander (1988) stanovil rychlost tvorby půd in situ nerašelinové půdy v rozpětí od 0,02 do 1,27 (průměr = 0,49) t.ha⁻¹.rok⁻¹.

Wakatsuki a Rasyidin (1992) použili metody geochemické hmotnostní bilance na sedmi prvcích (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na a Si) pro výpočet tvorby půdy zvětráváním a došli k rozsahu od 0,37 do 1,29 (průměr = 0,7) t.ha⁻¹.rok⁻¹.

Heimsath et al. (1997) využil k měření in situ produkovaných kosmogenních koncentrací ¹⁰Be a ²⁶Al s měřenými hloubkami půdy a míra tvorby půdy se pohybovala od 0,39 t.ha⁻¹.rok⁻¹ pro hlubší půdy (cca 50 cm) do 0,91 t.ha⁻¹.rok⁻¹ pro mělčí půdu (cca 5 cm).

Middleton a Goudie (2001) a Engelstaedter et al. (2006) uvedli, že pro středomořskou Evropu, až po pyrenejské, alpské a karpatské pohoří, se míra depozice prachu pohybuje v rozmezí od 0,05 do 0,39 (průměr = 0,22) t.ha⁻¹.rok⁻¹.

Tab. 4.4 ukazuje rozdílné hodnoty tvorby půdy vlivem zvětrávání.

Tab. 4.4 Hodnoty tvorby půdy vlivem zvětrávání (Verheijen et al. 2009).

| Metodologie | Prostorové měřítko | Časové měřítko | Spodní limit (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) | Horní limit (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) | Reference |
|--|---|----------------|---|--|-------------------------------|
| Hmotnostní bilance (Si) | Bez uhlíkaté; neúrodné; Severní Amerika, Evropa, Austrálie (Victoria), Zimbabwe | na | 0,02 | 1,27 | Alexander (1988) |
| Hmotnostní bilance (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na, Si) | Globální | | 0,37 | 1,29 | Wakatsuki and Rasyidin (1992) |
| In situ kosmogenní ¹⁰ Be a ²⁶ Al | Severní Kalifornie | na | 0,39 | 0,91 | Heimsath et al. (1997) |
| In situ kosmogenní ¹⁰ Be | Středoevropské řeky | 10-40 Kyr | 0,26 | 1,3 | Schaller et al. (2001) |
| Kontinuální eroze / sedimentace | Globální | 542 Myr | 0,4 | 1,4 | Wilkinson and McElroy (2007) |
| na | USA | na | 0,3 | 1,1 | Bennett (1939) |

na = není k dispozici.

Tab. 4.5 ukazuje rozdílné míry tvorby půdy pomocí depozice prachu, s ohledem na místo ukládání.

Tab. 4.5 Míry tvorby půdy pomocí depozice prachu (přizpůsobené Goudie a Middleton, 2001).

| Umístění | Depozice prachu (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹) |
|--------------------------|---|
| Egejské moře | 0,112-0,365 |
| Jižní Sardinie | 0,06-0,13 |
| Švýcarské Alpy | 0,004 |
| Francouzské Alpy | 0,002 |
| Severovýchodní Španělsko | 0,051 |
| Korsika | 0,125 |
| Střední Francie | 0,01 |
| Kréta | 0,1-1,0 |
| Pyreneje | 0,30-0,39 |

Celkové množství obnovy půdy se dle výsledků pro Evropu odhaduje na 0,3 až 1,4 t.ha⁻¹.rok⁻¹.

6 Diskuze

V literatuře se používají různá synonyma termínů ve spojení s akceptovatelnou mírou eroze. Nejčastěji jsou použity termíny tolerance ztráty půdy, přípustná ztráta půdy, přijatelná míra eroze. Je ale nutné vysvětlit rozdíl mezi konceptem a jednotkou. Tolerovatelná eroze půdy je pojem, který vysvětluje mínění o ovlivnění funkcí půdy a kvantifikovat je lze přípustnou rychlostí eroze půdy, konkrétně v jednotkách t.ha⁻¹.rok⁻¹.

Definujeme-li pojem tolerance eroze půdy, vyskytují se v literatuře dva hlavní přístupy. Prvním přístupem je tolerovatelná eroze půdy vnímána z hlediska udržení dynamické rovnováhy množství půdy. Druhým přístupem je vnímána z hlediska funkčních vlastností, tedy produkce biomasy. Ani jeden z přístupů není ale dokonalý. První ignoruje kvalitu půdy a zabývá se pouze množstvím půdy. Druhý ignoruje mnoho funkcí půdy a zaměřuje se pouze na produkční funkci biomasy.

První snahy stanovení hodnot tolerance ztráty půdy jsou z počátku 60. let, ale pouze na základě úsudků vědců, kteří stanovili hodnotu 5 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Porovnáme-li tuto hodnotu s aktuálními vědeckými poznatky v Evropě, kde se přípustná ztráta půdy pro svahové oblasti pohybuje v rozpětí 0,3 až 1,4 t.ha⁻¹.rok⁻¹ (Di Stefano & Ferro 2016), je potřeba konstatovat, že hodnoty neodpovídali již od počátku realitě a nelze je stanovovat pouze na základě úsudků.

Vzhledem k rozdílným klimatickým, geomorfologickým, ale např. i politickým podmínkám, není vhodné stanovit hodnotu tolerované eroze půdy jednotně pro celou Evropu. Huber et al. (2008) navrhuje nastavit vyšší prahovou hodnotu pro oblasti v jižní Evropě a nižší prahovou hodnotu pro oblasti v Evropě severní. Evropská komise je nakonec stejného názoru a doporučuje, aby si členské státy stanovovaly vhodné limity eroze půdy dle svých územních možností. Již v roce 2009 si stanovuje přípustnou míru prahových hodnot eroze Švýcarsko a Norsko. Švýcarsko nastavilo hodnotu tolerované eroze půdy na 1 a 2 t.ha⁻¹.rok⁻¹, dle území v závislosti na zranitelnosti půdy proti erozi. Norsko stanovilo jednotnou prahovou hodnotu 2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ (Verheijen et al. 2009). Porovnáme-li tyto hodnoty s dalšími státy ve výsledcích, zjistíme, že mají nejpřísnější limity. Právě tyto limity by měly být co nejnižší, ale jak ukazuje Obr. 3.3 v Kap. 3.3.1, který zobrazuje průměrnou roční erozivitu 16 zemí Evropské unie, erozní procesy a ztráty půd neovlivňuje pouze vládní nařízení, ale také lokální dispozice, srážky, sklon a další faktory, které bohužel neumožní stanovit tak nízkou hodnotu. Průměrná roční erozivita napříč Evropou zobrazuje rozdílnost v územích a vysvětluje nereálnost stanovit jednotnou hodnotu pro tolerování ztráty půdy. Musíme brát v potaz také historii území, hlavně ve východní Evropě, kde se stále napravují chyby z minulosti a dochází postupně k výstavbě protierozních opatření a zmenšování půdních bloků. Nejblíže ČR, kde se novou vyhláškou dovozuje maximální hodnotou eroze 2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ u mělkých a 9 t.ha⁻¹.rok⁻¹ u středně hlubokých a hlubokých půd, přibližuje svou legislativou Slovensko, které má o něco méně přísné limity. Rakousko zakotvilo ochranu půdy, včetně ochrany proti erozi v ústavním zákoně, který ponechává kompetence jednotlivým spolkovým zemím.

Snahou legislativy je zachránit co nejvíce půdy, nejlépe, aby se stanovené limity co nejvíce přibližovaly přirozené tvorbě půdy a tím docházelo k nahrazování ztraceného materiálu. Verheijen et al. (2009) odhadují depozici prachu z pouští na ne více než 0,2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v jižní Evropě a 0,0 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v severní Evropě. Vyšší hodnoty tvorby půdy vykazuje způsob vzniku zvětráváním. Aktuálně se v Evropě odhaduje hodnota od 0,3 t.ha⁻¹.rok⁻¹ do 1,4 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Porovnáme-li hodnoty odhadu tvorby půd pro Evropu s legislativními limity, nabízí se otázka, z jakého důvodu nejsou limity přísnější. V ČR došlo od 1. července 2021 ke zpřísnění, ale stále se hodnoty 2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ u mělkých, nebo 9 t.ha⁻¹.rok⁻¹ u středně hlubokých a hlubokých půd nepřibližují k rychlosti přirozené tvorby půd.

Panagos et al. (2015) převedli odhad množství půdy ztracené vodní erozí v Evropě na ekonomickou ztrátu. Tuto ekonomickou ztrátu odhadli v roce 2015 na výši 20 miliard dolarů ročně, počítáno na základě nákladů na obnovu 20 dolarů za tunu půdy. Tento přístup by mohl pomoci při jednáních v politických debatách, jelikož právě převedení daného problému do ekonomických hodnot dává uchopitelnější představu, jaká opravdová hodnota se každoročně ztrácí, a pokud se neučiní další úpravy a změny v legislativě, může dojít k nevratnému poškození půdy nejen v ČR. Ztrátou půdy a snižováním úrodnosti dochází k omezení soběstačnosti i konkurenceschopnosti napříč regionům v Evropě. O více snahy zlepšit situaci, by nás měla přesvědčit i celosvětová politická scéna, která se v posledním období nedá zcela odhadnout. Není reálné a ani efektivní být ve všech komoditách zcela soběstační, ale o to více si musíme vážit půdy, kterou doposud máme a apelovat na další změny v legislativě.

Odpovědí na otázku, z jakého důvodu nejsou limity přísnější, je potvrzení hypotézy této práce, tedy, že stanovování tolerovatelných limitů půdní eroze je často založeno na politicko-společenském kompromisu, a ne na skutečných, vědecky ověřených hodnotách možné ztráty půdy, která zajistí dlouhodobý udržitelný rozvoj. Ačkoli většina vlád má nastavenou jistou formu politiky ochrany půdy a součástí je ochrana proti erozi, stále se vyskytuje nedostatečná politická vůle, která převede vše potřebné do účinné formy. Nepřispívá ani vylidňování venkova, které může způsobovat erozi vzhledem nedostatku pracovních sil k zajištění udržovacích prací na ochraně půdy.

Vytvořený souhrnný přehled přístupů ke stanovování limitů půdní eroze ve vztahu k rychlosti obnovy půd při zachování půdní úrodnosti dokazuje, že je vhodné nastavovat limity dle místních podmínek, ale že nejsou dostatečné v porovnání s rychlostí tvorby půdy. Následně dochází ke snížení mocnosti půd, může docházet ke snížení úrodnosti, s tím jsou spjaté vyšší náklady na udržení výnosů dodáváním více hnojiv a ve výsledku zvýšení cen pro koncového zákazníka. Navyšování koncových cen je jedním z hlavních důvodů, proč není politická vůle ke zpřísnění limitů, jelikož se paradoxně ceny mohou zvýšit i zavedením dalších protierozních opatření. Tedy je velice náročné nalézt rovnováhu mezi zájmem ochránit půdy a zájmem politicko-společenským i přes vědomí, že půda může být považována za neobnovitelný zdroj a její poškození může být nevratné.

Ze získaných výsledků je viditelné, že dochází ke zlepšování ochrany půd, ale bohužel nedostatečným tempem. Doporučuji se v budoucnu zaměřit na podrobný výzkum eroze půdy, na vliv následků eroze nejen na úrodnost, ale také na vodní zdroje, které se stále snižují. Problematika s vodními zdroji by mohla pomoci v politickém kontextu, jelikož je pro širokou veřejnost uchopitelnější a její vliv může ovlivnit další kroky v nastavení ochrany půdy.

7 Závěr

Tato práce se zabývala erozními procesy, faktory eroze, ohrožením úrodnosti a limity erozního ohrožení ve vztahu k udržitelnému užívání zemědělské půdy. Cílem bylo vypracovat souhrnný přehled přístupů ke stanovování limitů půdní eroze ve vztahu k rychlosti obnovy půd při zachování půdní úrodnosti a srovnání těchto limitů se současnou legislativou. Práce se snažila zhodnotit stanovování tolerovatelných limitů půdní eroze v kontextu s politicko-spoločenským kompromisem, v porovnání se skutečnými, vědecky ověřenými hodnotami možné ztráty půdy, které zajistí dlouhodobý udržitelný rozvoj. Zjištěné údaje nám dovolují vyslovit tyto závěry:

- Stanovování limitů přípustné ztráty půdy je důležité specifikovat pro dané oblasti samostatně. Nastavením různých prahových hodnot pro tolerovatelnou míru eroze půdy v různých částech Evropy, např. vyšší pro jižní Evropu a nižší pro severní Evropu.
- Legislativa stanovuje podmínky a kontroluje přístupnou míru erozního ohrožení, které se snaží zajišťovat trvalou udržitelnost hospodaření na zemědělské půdě, ale stále zohledňovat ekonomickou náročnost realizace protierozních opatření. Ministerstvo životního prostředí vydalo novou vyhlášku pro zlepšení stavu půdy, kde došlo ke snížení erozních limitů.
- Porovnáním hodnot přístupné ztráty půdy erozí s hodnotami rychlosti tvorby půdy došlo ke zjištění, že nejsou limity nastavené dostatečně. Změnou v legislativě došlo ke zpřísnění erozních limitů, ale tvorba půd stále nepokryje její ztrátu. Tím je potvrzena hypotéza práce, tedy, že politicko-spoločenský kompromis stále ovlivňuje nastavení limitů a neřídí se skutečnými, vědecky ověřenými hodnotami.

8 **Literatura**

ALEXANDER EB. 1985. Rates of soil formation from bedrock or consolidated sediments. *Physical Geography* 6 (1): 25-42.

ALEXANDER EB. 1988. Rates of soil formation: implications for soil-loss tolerance. *Soil Science* 145 (1): 37–45.

BAFFAUT C, NEARING MA, GOVERS G. 1998. Statistical distributions of soil loss from runoff plots and WEPP model simulations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:756-63.

BAGARELLO V, FERRO V. 2006. *Erosione e conservazione del suolo*. McGraw-Hill, Milano, Italy.

BAGARELLO V, FERRO V. 2008. Il fattore climatico dell'equazione universale per il calcolo della perdita di suolo. *Quad. Idronom. Mont.* 28:37-53.

BAGARELLO V, DI STEFANO C, FERRO V, PAMPALONE V. 2010. Statistical distribution of soil loss and sediment yield at Sparacia experimental area, Sicily. *Catena* 82:45-52.

BAGARELLO V, DI STEFANO C, FERRO V, PAMPALONE V. 2015. Establishing a soil loss threshold for limiting rilling. *J. Hydrol. Eng. ASCE* 20:C5014001-1- C5014001-12.

BARTH TFW. 1961. Abundance of the elements, areal averages, and geochemical cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 23: 1-8.

BAZZOFFI P. 2009. Soil erosion tolerance and water runoff control: minimum environmental standards. *Reg. Environ. Change* 9: 169-79.

BENNET HH. 1939: *Soil Conservatin*. New York, London.

BENNET HH. 1955. *Elements of Soil Conservatin*. New York, Toronto, London, McGraw-Hill.

BLONG RJ, GRAHAM OP, VENESS JA. 1982. The role of sidewall processes in gully development; some N.S.W. examples. *Earth Surface Processes and Landforms* 7: 381–385.

BOLLINNE A. 1977. La vitesse de l'érosion sous culture en région limoneuse. *Pédologie* 27: 191–206.

BOARDMAN J, FAVISMORTLOCK DT. 1993. Climate-change and soil-erosion in Britain. *Geographical Journal* 159, 179–183.

BRADY NC, WEIL RR. 1996. *The Nature and Properties of Soils* (11th ed.) (New Jersey: Prentice Hall).

BRAZIER R. 2004. Quantifying soil erosion by water in the UK: a review of monitoring and modelling approaches. *Progress in Physical Geography* 28 (3), 340–365.

- BROWNING GM, PARISH GI, GLASS J. 1947. A method for determining the use and limitation of rotation and conservation practices in the control of soil erosion in Iowa. *J. Am. Soc. Agron.* 39:65-73.
- BUI EN, HANCOCK GJ, WILKINSON SN. 2011. 'Tolerable' hillslope soil erosion rates in Australia: Linking science and policy. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 144(1): 136-149.
- BUOL SW, SOUTHARD RJ, MCDANIEL PA. 2011: *Soil Genesis and Classification*. Wiley-Blackwell, Hoboken, USA, 574 s.
- CBD. 1992. Convention on biological diversity. Accessed 16 February 2012. Dostupné z: <http://www.cbd.int/convention/text/>.
- CERDAN O, POESEN J, GOVERS G, SABY N, LE BISSONNAIS Y, GOBIN A, VACCA A, QUINTON J, AUERSWALD K, KLIK A, KWAAD FJPM, ROXO MJ. 2006. Sheet and rill erosion. In: Boardman J, et al. *Soil Erosion in Europe*. Wiley and Sons, Chichester, pp.: 501–518.
- DALMEIDA GA. 1986. A model for saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25 (7): 903–916.
- DE PLOEY J. 1989. *A Soil Erosion Map for Western Europe*. Catena Verlag.
- DE VENTE J, POESEN J, VERSTRAETEN G, VAN ROMPAE A, GOVERS G. 2008. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. *Global and Planetary Change* 60 (3–4): 393–415.
- DI STEFANO C, FERRO V. 2002. Linking clay enrichment and sediment delivery processes. *Biosyst. Eng.* 81:465-79.
- DI STEFANO C, FERRO V. 2016. Establishing soil loss tolerance: an overview. *JOURNAL OF AGRICULTURAL ENGINEERING* 47.
- DOSSETO A, TURNER SP, CHAPPELL J. 2008. The evolution of weathering profiles through time: new insights from uranium-series isotopes. *Earth Planetary Sci. Lett.* 274 (3-4): 359–371.
- DOVERS SROV. 1990. Sustainability in context – an Australian perspective. *Environ. Manage.* 14 (3): 297–305.
- DREGNE HE. 1982. Desertification: man's abuse of the land. *Journal of Soil and Water Conservation* 33: 11-14.
- ELGERSMA AM. 1998: Primary forest succession on poor sandy soils as related to site factors. *Biodiversity and Conservation* 7.: 193-206.

- ELWELL HA. 1981. A soil loss estimation technique for southern Africa. In Morgan, R.P.C. (ed.), *Soil conservation: problems and prospects*. Wiley, Chichester: 281–92.
- ELWELL HA, STOCKING MA. 1976. Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma* 15: 61–70.
- ENGELSTAEDTER S, TEGEN I, WASHINGTON R. 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews* 79 (1–2): 73–100.
- EVANS R. 1980. Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls: an empirical viewpoint. In Kirkby, M.J. and Morgan, R.P.C. (eds), *Soil erosion*. Wiley, Chichester: 109–28.
- EVANS R. 1990. Soils at risk of accelerated erosion in England and Wales. *Soil Use and Management* 6 (3): 125–130.
- EVANS R. 1996. *Soil Erosion and Its Impacts in England and Wales*. London.
- EUROPEAN COMMISSION. 1998. *European Community Biodiversity Strategy (COM (98) 42)*. Commission of the European Communities, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities. Accessed 16 February 2012.
Dostupné z: <http://biodiversitychm.eea.eu.int/convention/ECBS/fulltext.html>.
- EUROPEAN COMMISSION. 2006. *A strategy to keep Europe's soils robust and healthy*.
Dostupné z: http://ec.europa.eu/environment/soil/index_en.htm
- EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY. 1998. *Europe's environment: the second assessment*.
Dostupné z: <http://www.eea.europa.eu//publications/92-828-3351-8>
- FOURNIER F. 1972. *Soil conservation*. Nature and Environment Series, Council of Europe.
- FULLEN MA, BRANDSMA RT. 1995. Property changes by erosion of loamy sand soils in east Shropshire, UK. *Soil Technology* 8: 1–15.
- GABRIELS D. 2002. Rain erosivity in Europe. In Rubio, J.L., Morgan, R.P.C., Asins, S. and Andreu, V. (eds), *Man and soil at the third millennium*. Geofoma Ediciones, Logroño: 99–108.
- GABRIELS D, PAUWELS JM, DE BOODT M. 1975. The slope gradient as it affects the amounts and size distribution of soil loss material from runoff on silt loam aggregates. *Mededelingen Fakulteit Landbouwwetenschappen, Rijksuniversiteit Gent* 40: 1333–8.
- GONZALES-HIDALGO JC, BATALLA RJ, CERDÀ A, DE LUIS M. 2010. Contribution of the largest events to suspended sediment transport across the USA. *Land Degrad. Dev.* 21:83-91.
- GONZALES-HIDALGO JC, BATALLA RJ, CERDÀ A, DE LUIS M. 2012. A regional analysis of the effects of largest events on soil erosion. *Catena* 95:85-90.

GOVERS G, QUINE TA, WALLING DE. 1993. The effect of water erosion and tillage movement on hill slope profile development: a comparison of field observations and model results. In: Wicherek, S. (Ed.), *Farm Land Erosion: In Temperate Plains Environments and Hills*. Elsevier, pp.: 285–300.

GOVERS G, QUINE TA, DESMET PJJ, WALLING, DE. 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 929–946.

GOVERS G, GIMENEZ R, VAN OOST K. 2007. Rill erosion: exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. *Earth-Science Reviews* 84 (3–4): 87–102.

GROUSSET FE, GINOUX P, BORY A, BISCAYE PE. 2003. Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps. *Geophysical Research Letters* 30 (6): 10–11.

HALL GF, DANIELS RB, FOSS JE. 1982. Rate of soil formation and renewal in the USA. In: *Determinants of Soil Loss Tolerance*, ASA Special Publication Number 45. American Society of Agronomy, Madison, WI.

HEIMSATH AM, DIETRICH WE, NISHIIZUMI K, FINKEL RC. 1997. The soil production function and landscape equilibrium. *Nature* 388 (6640): 358–361.

HEIMSATH AM, CHAPPELL J, DIETRICH WE, NISHIIZUMI K, FINKEL RC. 2000. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. *Geology* 28 (9): 787–790.

HEIMSATH AM, FINK D, HANCOCK GR. 2009. The ‘humped’ soil production function: eroding Arnhem Land, Australia. *Earth Surf. Process. Landf.* 34 (12): 1674–1684.

HILL SB. 2003. Yeomans keyline design for sustainable soil, water, agroecosystem and biodiversity conservation: a personal social ecology analysis, in: Wilson BP et al. *Agriculture for the Australian Environment*. Proceedings of the 2002 Fenner Conference on the Environment. Johnstone Centre, Charles Sturt University, Albury, NSW.

HOLÝ M. 1994. *Eroze a životní prostředí*. Praha, ČVUT Praha, 383 s.

HOOSBEEK MR, BRYANT RB. 1992. Towards the quantitative modeling of pedogenesis - a review. *Geoderma* 55 (3–4): 183–210.

HORVÁTH V, ERODI B. 1962. Determination of natural slope category limits by functional identity of erosion intensity. *International Association of Scientific Hydrology Publication* 59: 131–43.

HUBER S, PROKOP G, ARROUAYS D. 2008. *Environmental assessment of soil for monitoring*. Volume I indicators and criteria. Office for the Official Publications of the European Communities, Luxembourg, Luxembourg.

HUDSON NW. 1981. *Soil conservation*, 2nd edn. Batsford, London.

- HUDSON NW. 1991. Reasons for success and failure of soil conservation projects. *FAO Soils Bulletin* 64.
- HUDSON NW, JACKSON DC. 1959. Results achieved in the measurement of erosion and runoff in Southern Rhodesia. *Proceedings of the Third Inter-African Soils Conference*. Dalaba: 575–83.
- HUGGETT RJ. 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena* 32: 155–172.
- HUMPHREYS GS, WILKINSON MT. 2007. The soil production function: a brief history and its rediscovery. *Geoderma* 139 (1–2): 73–78.
- HUSSEIN MH, LAFLEN JM. 1982. Effects of crop canopy and residue on rill and interrill soil erosion. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 25: 1310–15.
- CHISCI G, BAZZOFFI P, MBAGWU JSC. 1989. Comparison of aggregate stability indices for soil classification and assessment of soil management practices. *Soil Technology* 2: 113–33.
- ISRAELEVICH PL, LEVIN Z, JOSEPH JH, GANOR E. 2002. Desert aerosol transport in the Mediterranean region as inferred from the TOMS aerosol index. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres* 107 (21) art. no.: 4572.
- JANEČEK M et al. 2005. *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. VÚOP Praha, 195 s.
- JANEČEK M et al. 2002 a 2004. *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. Praha ISV nakladatelství, 4. 201 str. ISBN 85866-85-8 a ISBN 80-86642-38-0.
- JENNY H. 1941. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. McGraw-Hill, New York, 272 s.
- JOHNSON LC. 1987. Soil loss tolerance: fact or myth? *J. Soil Water Conserv.* 42:155-60.
- JOHNSON LC. 2005. Soil loss tolerance: fact or myth. *J. Soil Water Conserv.* 60:155-60.
- JONES RJA et al. 2004. Nature and extent of soil erosion in Europe. In: Van-Camp L et al. *Reports of the Technical Working Groups Established Under the Thematic Strategy for Soil Protection. Volume II Erosion*. EUR 21319 EN/2. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp.: 145–185.
- KENDALL HW, PIMENTEL D. 1994. Constraints on the expansion of the global food supply. *Ambio* 23:198-205.
- KIRKBY MJ. 1969b. Erosion by water on hillslopes. In Chorley, R.J. (ed.), *Water, earth and man*. Methuen, London: 229–38.

- KIRKBY MJ, LE BISSONNAIS Y, COULTHARD TJ, DAROUSSIN J, MCMAHON MD. 2000. The development of land quality indicators for soil degradation by water erosion. *Agriculture Ecosystems and Environment* 81: 125–136.
- KIRKBY MJ et al. 2004. Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: the PESERA map. Version 1 October 2003. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73), European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 18 pp.
- LAFLEN JM, COLVIN TS. 1981. Effect of crop residue on soil loss from continuous row cropping. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 24: 605–9.
- LANG RD, MCCAFFREY LAH. 1984. Ground cover: its effects on soil loss from grazed runoff plots, Gunnedah. *Journal of the Soil Conservation Service NSW* 40: 56–61.
- LARSON WE. 1981. Protecting the soil resource base. *J. Soil Water Conserv.* 36:13-6.
- LARSON WE, LINDSTROM MJ, SCHUMACHER TE. 1997. The role of severe storms in soil erosion: a problem needing consideration. *J. Soil Water Conserv.* 52:90-5.
- LAWS JO, PARSONS DA. 1943. The relationship of raindrop size to intensity. *Transactions of the American Geophysical Union* 24: 452–60.
- LAVELLE P, SPAIN AV. 2001. *Soil Ecology*. Kluwer Academic Publishers, Secaucus, USA, 683 s.
- LI L, DU S, WU L, LIU G. 2009. An overview of soil loss tolerance. *Catena* 78:93-9.
- LINDSTROM MJ, NELSON WW, SCHUMACHER TE. 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldboard plowing. *Soil and Tillage Research* 24 (3): 243–255.
- LOBB DA, KACHANOSKI RG, MILLER MH. 1995. Tillage translocation and tillage erosion on shoulder slope landscape positions measured using cs-137 as a tracer. *Canadian Journal of Soil Science* 75 (2): 211–218.
- LOBB DA, KACHANOSKI RG, MILLER MH. 1999. Tillage translocation and tillage erosion in the complex upland landscapes of southwestern Ontario, Canada. *Soil and Tillage Research* 51 (3–4): 189–209.
- LOMBORG B. 2001. *The skeptical environmentalist. Measuring the real state of the world*. Cambridge University Press, Cambridge.
- LÖYE-PILOT MD, Martin JM, Morelli J. 1986. Influence of saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the mediterranean. *Nature* 321 (6068): 427–428.
- LU H, GALLANT J, PROSSER IP, MORAN C, PRIESTLEY G. 2001. Prediction of sheet and rill erosion over the Australian continent, incorporating monthly soil loss distribution. CSIRO Land and Water Technical Report 13/01.

MABIT L, BENMANSOUR M, WALLING DE. 2008. Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides ^{137}Cs , ^{210}Pb and ^7Be for assessing soil erosion and sedimentation. *Journal of Environmental Radioactivity* 99 (12): 1799–1807.

MANDAL D, DADHWAL KS, KHOLA OPS, DHYANI BL. 2006. Adjusted T values for conservation planning in Northwest Himalayas of India. *J. Soil Water Conserv.* 61: 391–397.

MANNAERTS CM, GABRIELS D. 2000. A probabilistic approach for predicting rainfall soil erosion losses in semiarid areas. *Catena* 40:403–20.

MECH SJ, FREE GA. 1942. Movement of soil during tillage operations. *Agricultural Engineering* 23: 379–382.

MIDDLETON NJ, GOUDIE AS. 2001. Saharan dust: sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographers* 26 (2): 165–181.

MINASNY B, MCBRATNEY AB. 2001. A rudimentary mechanistic model for soil formation and landscape development II. A two-dimensional model incorporating chemical weathering. *Geoderma* 103 (1–2): 161–179.

MONTGOMERY DR. 2007. Soil erosion and agricultural sustainability. *PNAS* 104, 13268–13272.

MORAVEC J et al. 1994. *Fytocenologie*. Academia, Praha, 403 s.

MORGAN RPC. 1974. Estimating regional variations in soil erosion hazard in Peninsular Malaysia. *Malayan Nature Journal* 28: 94–106.

MORGAN RPC. 1980a. Field studies of sediment transport by overland flow. *Earth Surface Processes* 3: 307–16.

MORGAN RPC. 2005. *Soil erosion and conservation*. Malden: Blackwell. ISBN 1-4051-1781-8.

MORGAN RPC, MARTIN L, NOBLE CA. 1986. *Soil erosion in the United Kingdom: a case study from mid-Bedfordshire*. Silsoe College Occasional Paper 14, Silsoe College. Cranfield University, Silsoe, UK.

MORGAN RPC, MCINTYRE K, VICKERS AW, QUINTON JN, RICKSON RJ. 1997a. A rainfall simulation study of soil erosion on rangeland in Swaziland. *Soil Technology* 11: 291–9.

MUSGRAVE GW. 1947. The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation* 2: 133–8.

MŽP. 2021. Vyhláška č. 240/2021 Sb. o ochraně zemědělské půdy před erozí.

Dostupné z:

https://www.mzp.cz/www/platnalegislativa.nsf/D144C1555B511BCEC125870D0030BD9B/%24file/VYHL_240_2021_OL.pdf (přístupné v lednu 2022).

NACHTERGAELE J, POESEN J. 1999. Assessment of soil losses by ephemeral gully erosion using high-altitude (stereo) aerial photographs. *Earth Surfaces Processes and Landforms* 24: 693–706.

NACHTERGAELE J, POESEN J, STEEGEN A, TAKKEN I, BEUSELINCK L, VANDEKERCKHOVE L, GOVERS G. 2001. The value of a physically based model versus an empirical approach in the prediction of ephemeral gully erosion for loess-derived soils. *Geomorphology* 40: 237–252.

NEARING MA. 1997. A single continuous function for slope steepness influence on soil loss. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:917-9.

NEARING MA, PRUSKI FF, O'NEAL MR. 2004. Expected climate change impacts on soil erosion rates: a review. *Journal of Soil and Water Conservation* 59 (1), 43–50.

NOVOTNÝ I et al. 2014. Příručka ochrany proti vodní erozi: [aktualizované znění – leden 2014]. 2., aktualiz. vyd. Praha: Ministerstvo zemědělství. ISBN isbn978-80-87361-33-7.

NOVOTNÝ I, HOLUB J, MISTR M, JUŘICOVÁ A, DROZEN M. 2017. Příručka aplikace „Protierozní kalkulačka“: [aktualizované znění - listopad 2017]. 2., aktualiz. vyd. Praha: Ministerstvo zemědělství.

PANAGOS P, BORRELLI P, BALLABIO C, LUGATO E, MEUSBURGER K, MONTANARELLA L, ALEWELL C. 2015. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environ. Sci. Policy* 54:438-47.

PATON TR, HUMPHREYS GS, MITCHELL PB. 1995. *Soils: A New Global View*. UCL Press, London.

PHILLIPS DL, WHITE D, JOHNSON B. 1993. Implications of climate-change scenarios for soil erosion potential in the USA. *Land Degradation and Rehabilitation* 4 (2), 61–72.

PHILLIPS JD. 2010. The convenient fiction of steady-state soil thickness. *Geoderma* 156: 389–398.

PILLANS B. 1997. Soil development at snail's pace: evidence from a 6Ma soil chronosequence on basalt in north Queensland, Australia. *Geoderma* 80 (1–2): 117–128.

PIMENTEL D. 2006. Soil erosion: a food and environmental threat. *Environment, Development and Sustainability* 8, 119–137.

PIMENTEL D, HARVEY C, RESOSUDARMO P, SINCLAIR K, KURZ D, MCNAI, M, CRIST S, SHPRITZ L, FITTON L, SAFFOURI R, BLAIR R. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267 (5201), 1117–1123.

- POESEN J, NACHTERGAELE J, VERSTRAETEN G, VALENTIN C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50 (2–4): 91–133.
- POLÁKOVÁ J, JANKŮ J, NOCAROVÁ M. 2018. Soil erosion, regulatory aspects and farmer responsibility: Assessing cadastral data. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B: Soil and Plant Science*, 68(8): 709-718.
- QUINE TA, DESMET P, GOVERS G, VANDAELE K, WALLING D. 1994. A comparison of the roles of tillage and water erosion in landform development and sediment export on agricultural land, near Leuven, Belgium. In: Olive, L.J et al., *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*. IAHS Publication, pp.: 77–86.
- QUINE TA, VAN OOST K, WALLING DE, OWENS PN. 2006. Development and Application of GIS-Based Models to Estimate National Rates of Soil Erosion by Tillage, Wind and Root Crop Harvest. University of Exeter, Exeter.
- RAPP A, AXELSSON V, BERRY L, MURRAY-RUST DH. 1972a. Soil erosion and sediment transport in the Morogoro River catchment. *Geografiska Annaler* 54-A: 125–55.
- RASMUSSEN WD. 1982. History of soil conservation, institutions and incentives. In Halcrow, H.G., Heady, E.O. and Cotner, M.L. (eds), *Soil conservation policies, institutions and incentives*. Soil Conservation Society of America, Ankeny, IA: 3–18.
- REHEIS MC, KIHLE R. 1995. Dust deposition in southern Nevada and California, 1984 – 1989 - relations to climate, source area, and source lithology. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 100 (D5): 8893–8918.
- RENARD K., FOSTER GR, WEESIES GA, MCCOOL DK, YODER DC. 1997. Predicting soil erosion by water. A guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation RUSLE. USDA Agriculture Handbook No 703. U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, USA.
- RICHTER G, NEGENDANK JFW. 1977. Soil erosion processes and their measurement in the German area of the Moselle river. *Earth Surface Processes* 2: 261–78.
- RIKSEN M, BROUWER F, DE GRAAFF J. 2003. Soil conservation policy measures to control wind erosion in northwestern Europe. *Catena* 52 (3–4): 309–326.
- ROOSE E. 1996. Land husbandry: components and strategy. *FAO soils Bulletin N° 70*. FAO, Rome. 380 pp.
- RUNÓLFSSON S. 1978. Soil conservation in Iceland. In Holdgate, M.W. and Woodman, M.J. (eds), *The breakdown and restoration of ecosystems*. Plenum, New York: 231–40.
- RUNÓLFSSON S. 1987. Land reclamation in Iceland. *Arctic and Alpine Research* 19: 514–17.

SCHALLER M, VON BLANCKENBURG N, HOVIUS N, KUBIK PW. 2001. Large-scale erosion rates from insitu-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 441–458.

SCHERTZ DL, NEARING MA. 2006. Erosion tolerance/soil loss tolerance. In: Lal, R. (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*, 2nd ed., Taylor & Francis. pp.: 640–642.

SCHMIDT BL. 1982. Determinants of soil loss tolerance. ASA Publication No. 45. American Society of Agronomy, Madison, WI, USA.

SCHUMM SA, HARVEY MD, WATSON CC. 1984. *Incised Channels: Morphology, Dynamics and Control*. Water Resources Publications, Colorado, U.S.A., p. 200.

SIMON B, GA'L A, MAROSFALVI Z, HEGYMEGI P, SZEDER B, MICHE'LI E. 2011. Tests on the methodology elaborated by the ENVASSO Project to measure the decline in soil biodiversity due to erosion. *Agrokemia es Talajtan*, 60: 245-258.

SIMONSON RW. 1995. Airborne dust and its significance to soils. *Geoderma* 65 (1–2): 1–43.

SITUAČNÍ A VÝHLEDOVÁ ZPRÁVA. 2018. Praha: Ministerstvo zemědělství České republiky. Dostupné také z: <http://eagri.cz/public/web/mze/potravinovy/publikace-adokumenty/situacni-a-vyhledove-zpravy/puda/>.

SLAVÍKOVÁ J. 1986. *Ekologie rostlin*. Státní pedagogické nakladatelství Praha, 366 s.

SMITH DD. 1941. Interpretation of soil conservation data for field use. *Agr. Eng.* 22:173-5.

SMITH DD, WHITT DM. 1948. Evaluating soil losses from field area. *Agr. Eng.* 29:394-8.

SMOLÍK, L. 1957. *Pedologie*. Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 399 s.

SMOLÍKOVÁ L. 1982. *Pedologie*. I. díl. Univerzita Karlova, Praha, 123 s.

SUMNER ME. 2000. *Handbook of soil science*. CRC Press, Boca Raton, 2111 s.

ŠPIČKA A et al. 1961. *Kniha o půdě*. 3. Zpracování půdy. Praha, SZN.

STOCKING M. 1978. A dilemma for soil conversation. *Area* 10: 306-308.

SWAP R, GARSTANG M, GRECO S, TALBOT R, KALLBERG P. 1992. Saharan dust in the Amazon basin. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 44 (2): 133–149.

TICHÝ L. 2006. Diverzita vápencových lomů a možnosti jejich rekultivace s využitím přirozené sukcese na příkladu Růženina lomu. In Prach K et al. *Botanika a Ekologie Obnovy, Zprávy Čes. Bot. Společnosti, Materiály* 21: 89-103.

TOMÁŠEK M. 2003. *Půdy České republiky*. Český geologický ústav, Praha, 67 s.

- TOY TJ, FOSTER GR, RENARD KG. 2002. Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control. Wiley, New York, NY, USA.
- TRIMBLE SW, CROSSON P. 2000a. Land use - US soil erosion rates - myth and reality. *Science* 289 (5477), 248–250.
- TRIMBLE SW, CROSSON P. 2000b. Measurements and models of soil loss rates - response. *Science* 290 (5495), 1301-1301.
- TRUMAN CC, BRADFORD JM, FERRIS JE. 1990. Antecedent water content and rainfall energy influence on soil aggregate breakdown. *Soil Science Society of America Journal* 54: 1385–92.
- VAN MUYSEN W, VAN OOST K, GOVERS G. 2006. Soil translocation resulting from multiple passes of tillage under normal field operating conditions. *Soil and Tillage Research* 87 (2): 218–230.
- VAN OOST K, GOVERS G, QUINE TA, HECKRATH G, OLESEN JE, DE GRYZE S, MERCKX R. 2005a. Landscape-scale modeling of carbon cycling under the impact of soil redistribution: the role of tillage erosion. *Global Biogeochemical Cycles* 19 (4): 1733–1739.
- VANDEKERCKHOVE L, POESEN J, OOSTWOUD WIJDENES D, GYSSELS G, BEUSELINCK L, DE LUNA E. 2000. Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semiarid Mediterranean environments. *Geomorphology* 33: 37–58.
- VERHEIJEN FGA, JONES RJA, RICKSON RJ, SMITH CJ. 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews* 94, 23-38.
- VERHEIJEN FGA, JONES RJA, RICKSON RJ, SMITH CJ, BASTOS AC, NUNES JP, KEIZER JJ. 2012. Concise overview of european soil erosion research and evaluation. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B: Soil and Plant Science*, 62(SUPPL. 2): 185-190.
- VUPOP.SK - Výskumný ústav pôdoznavectva a ochrany pôdy. 2008.
Dostupné z: <https://www.vupop.sk/biodiverzita/assets/prezentacia-styk-vupop.pdf>
- WAKATSUKI T, RASYIDIN A. 1992. Rates of weathering and soil formation. *Geoderma* 52 (3–4): 251–263.
- WALKER LR, DEL MORAL R. 2003. Primary succession and Ecosystem rehabilitation. Cambridge University Press, Cambridge, 442 s.
- WCED. 1987. Our Common Future. Oxford University Press, Oxford.
Dostupné z: <http://www.un-documents.net/wced-ocf.htm>.
- WHITE RE. 2003. Soils for Fine Wines. Oxford University Press, USA, 290 s.

- WILLIAMS JR. 1981. Soil erosion effects on soil productivity. A research perspective. *J. Soil Water Conserv.* 36:82-90.
- WILKINSON BH, MCELROY BJ. 2007. The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 119 (1–2): 140–156.
- WISCHMEIER WH. 1975. Estimating the soil loss equation's cover and management factor for undisturbed area. In *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*. USDA ARS Publication ARS-S-40: 118–24.
- WISCHMEIER WH, SMITH DD. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Transactions of the American Geophysical Union* 39: 285–91.
- WISCHMEIER WH, SMITH DD. 1978. Predicting rainfall erosion losses. *USDA Agricultural Research Service Handbook* 537.
- WISCHMEIER WH, JOHNSON CB, CROSS BV. 1971. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *J. Soil Water Conserv.* 26:189-93.
- YOO K, MUDD SM. 2008. Discrepancy between mineral residence time and soil age: implications for the interpretation of chemical weathering rates. *Geology* 36 (1): 35–38.
- YUAN J, FANG W, FAN L, CHEN Y, WANG D, YANG Z. 2006. Soil formation and vegetation establishment on the cliff face of abandoned quarries in the early stages of natural colonization. *Restoration Ecology* Vol. 14, No. 3, s.: 349-35.
- ZINGG AW. 1940. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agricultural Engineering* 21: 59–64.

