

Univerzita Komenského v Bratislave,
Prírodovedecká fakulta

Zoltán Bedrna

Marián Jenčo

PEDOGEOGRAFIA

Zákonitosti priestorovej
diferenciácie pedosféry





Univerzita Komenského v Bratislave,
Prírodovedecká fakulta



Zoltán Bedrna a Marián Jenčo

PEDOGEOGRAFIA

Zákonitosti

priestorovej diferenciácie

pedosféry

Bratislava 2016

© doc. Ing. Zoltán Bedrna, DrSc., a RNDr. Marián Jenčo, PhD., 2016

(Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geoekológie)

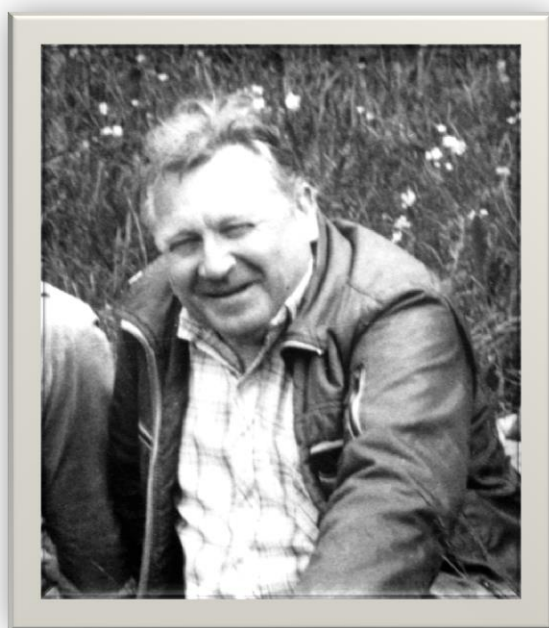
Recenzenti: prof. RNDr. Ján Oťahel', CSc.,
prof. Ing. Jozef Vilček, CSc.

Obrázky na obálke: Borovicový les, umbrizem a regozem (lokalita Šajdíkove Humence, Borská nížina)

Foto: Kristína Tančárová a Juraj Procházka

Za jazykovú stránku publikácie zodpovedajú autori.

ISBN 978-80-223-4323-2



Venované pamiatke
Ľudovíta Mičiana
(1934 – 2010)

Obsah

Predslov	11
Úvod.....	13
1 Vlastnosti pôdy	17
2 Vymedzenie pedosféry	25
3 Hierarchické úrovne pôdných teritoriálnych komplexov.....	31
4 Charakter mozaiky, komplexov, asociácií a zonálnosti pôdy.....	35
5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)...	39
5.1 Erózia pôdy	42
5.2 Vplyv mikroklimy až mezoklimy	49
5.3 Vplyv mikroforiem reliéfu a geomorfologických procesov	52
5.4 Vplyv vody	56
5.5 Vplyv hornín a pôdotvorných substrátov	59
5.6 Vplyv živých organizmov	64
5.7 Lokálna antropizácia pôdy.....	66
5.8 Trvanie pôsobenia nezmenených pôdotvorných procesov	69
6 Diferenciácia pôdnej pokrývky na veľkom území	73
6.1 Klimatické podmienky	74
6.2 Vplyv mezoreliéfu.....	83
6.3 Hydrologické podmienky.....	84
6.4 Geologické podmienky	85
6.5 Vplyv vegetácie.....	87
7 Pôdy v regionálnej a planetárnej dimenzii	91
7.1 Provincionalnosť pôdnej pokrývky	91
7.2 Výšková stupňovitosť pôd	93
7.3 Horizontálna zonálnosť pôd	100
8 Informačné zdroje o pôdach Slovenska	109
Súhrn	111
Literatúra	115

Zoznam obrázkov

Obrázok 1 Stratigrafia pôdneho profilu	18
Obrázok 2 Zložky pôdy	20
Obrázok 3 Vývrat stromu na plytkej pôde na ostrove Svätého Mikuláša pri Poreči v Chorvátsku	23
Obrázok 4 Rozhranie medzi litosférou a pedosférou na ostrove Svätého Mikuláša pri Poreči v Chorvátsku	26
Obrázok 5 Systémový uzlový graf geografickej sféry	29
Obrázok 6 Pôdne katény na južnom (I.) a severnom (II.) svahu úvaliny	32
Obrázok 7 Pôdne okrsky v Sade Janka Kráľa v Bratislave (Bedrna, 1995)	41
Obrázok 8 Topografické rady pôd v Sade Janka Kráľa v Bratislave.....	42
Obrázok 9 Vplyv zrážkových úhrnov na rozšírenie černoziemí a hnedozemí v predhorí severných Malých Karpát (upravené podľa Granec a Šurina, 1999 a Priemerný ročný úhrn zrážok, 2015).....	51
Obrázok 10 Topografický rad pôd ovplyvnených močiarom	57
Obrázok 11 Vencovitý komplex pôd pri Dolnej Maríkovej v Javorníkoch (Bedrna, 1969) ..	63
Obrázok 12 Mozaika pôd v záhrade	67
Obrázok 13 Priemerné prekrytie pôdy v európskych metropolách (prevzaté z EEA, 2011)..	68
Obrázok 14 Diferenciácia pôdneho profilu v závislosti od času trvania priesakového vodného režimu.....	70
Obrázok 15 Základná schéma predhorskej zonálnosti pôd (upravené podľa Mičian, 2008)..	78
Obrázok 16 Katéna pôd na svahu Havrana v Belianskych Tatrách (Bedrna a Račko, 2000).	97
Obrázok 17 Horizontálna zonálnosť pôd na Východoeurópskej nížine (upravené podľa Soil Geographical Database of Eurasia, 2001)	102
Obrázok 18 Model topografického radu pôd v predhorí Severného Kaukazu – stanica Novosvobodnaja (upravené podľa Aleksandrovskij, 2008).....	104

Zoznam tabuliek

Tabuľka 1 Členenie pôdných taxónov v rámci geografických dimenzií.....	36
Tabuľka 2 Niektoré fyzikálne a chemické vlastnosti pôd komplexu černoze a regozeme na Trnavskej pahorkatine	44
Tabuľka 3 Faktor ochranného vplyvu vegetácie pre vybrané kultúrne plodiny (Pôdny portál, 2016).....	46
Tabuľka 4 Niektoré fyzikálne a chemické vlastnosti erodovaných pôd na Trnavskej pahorkatine	49
Tabuľka 5 Zastúpenie hornín na Slovensku (upravené podľa Šály, 1962 a 1996).....	60
Tabuľka 6 Rozdelenie pôd podľa ich minerálnej zásobenosti (upravené podľa Pelíšek, 1957)	61
Tabuľka 7 Vzťah medzi horninou a pôdnym druhom (upravené podľa Šály, 1962 a Mičian, 1977).....	62
Tabuľka 8 Zatriedenie referenčných skupín minerálnych pôd z WRB podľa dominantného pôdotvorného činiteľa (1).....	64
Tabuľka 9 Doba v rokoch potrebná na vývoj niektorých typov pôd (podľa Aleksandrovskij, 2008, čiastočne upravené)	75
Tabuľka 10 Chronologické rady pôd v kvartéri na Trnavskej pahorkatine (Bedrna, 1999)...	76
Tabuľka 11 Chemické a fyzikálne vlastnosti pôd reprezentujúcich predhorskú zonálnosť na Trnavskej pahorkatine (Bedrna, 1966).....	81
Tabuľka 12 Morfografické typy georeliéfu na území Slovenska (Lukniš, 1972)	83
Tabuľka 13 Ročná priemerná svetová produkcia ekosystémov (Kubíček, 1977).....	88
Tabuľka 14 Obsah humusu a organických látok u niektorých pôd (Kovda, 1974).....	89
Tabuľka 15 Charakteristika výškových stupňov s pôdami vytvorenými zo zvetralín kyslých pevných hornín v zidealizovanom pohorí Západných Karpát (upravené podľa Bedrna, 2009)	95
Tabuľka 16 Charakteristika výškových stupňov s pôdami vytvorenými zo zvetralín bázičných pevných hornín v zidealizovanom pohorí Západných Karpát (upravené podľa Bedrna, 2009).....	95
Tabuľka 17 Charakteristika výškových stupňov s pôdami vytvorenými zo zvetralín karbonátových pevných hornín v zidealizovanom pohorí Západných Karpát (upravené podľa Bedrna, 2009).....	95

Tabuľka 18 Vlastnosti pôd vegetačných stupňov Belianskych Tatier (Bedrna a Paračková, 2002).....	98
Tabuľka 19 Zatriedenie referenčných skupín minerálnych pôd z WRB podľa dominantného pôdotvorného činiteľa (2).....	106

Predslov

Pedogeografia je vedná disciplína, ktorá sa nachádza na hraniciach medzi pedológiou a geografiou. Pretože ide o hraničnú vednú disciplínu, veľmi zriedka je jej venovaná koncentrovaná pozornosť. Väčšina pedogeografických problémov je obvykle riešená v rámci pôsobnosti pedológie alebo geografie a je týmito vednými disciplínami aj pertraktovaná. Určite to nie je ideálny stav. Prvým krokom k zvráteniu tohto stavu môže byť možnosť pre začínajúcich pedológov a geografov plne si uvedomiť, čo je predmetom štúdia pedogeografie a čo jej obsahom.

Predkladaná učebnica je určená predovšetkým poslucháčom bakalárskeho stupňa študijného odboru Geografia. Učebnica ale môže byť vhodnou učebnou pomôckou aj pre študentov odboru Pedológia alebo iných geovedných odborov. Jej cieľom je umožniť čitateľovi, čo najrýchlejšie sa zorientovať v problematike pedogeografie. Autori sa snažili text sformulovať tak, aby čitateľ nemusel disponovať širokou škálou špecializovaných pedologických poznatkov.

Napriek tomu čitateľ pred tým, ako siahne po tejto učebnici, by si mal byť istý, že je schopný orientovať sa v aktuálnej bazálnej a referenčnej taxonómii morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska, predovšetkým v jeho častiach venovaných diagnostickým horizontom a hierarchickému systému. Taktiež by mal byť oboznámený so slovenským prekladom základných pôdných jednotiek (referenčných pôdných skupín) používaných Svetovou referenčnou bázou pre pôdne zdroje. Najdôležitejšou spôsobilosťou, ktorou čitateľ nasledujúceho textu ale musí disponovať, aby mu mohol v plnej miere porozumieť, je chápanie fungovania hlavných aj čiastkových pôdotvorných procesov. Tejto problematike sa venuje každá učebnica pôdoznalectva alebo každá iná komplexná pedologická práca. Autori sa preto vysvetľovaniu podstaty jednotlivých pôdotvorných procesov nevenujú.

Autori

Úvod

Pôda je zložitý prírodný útvar, ktorý vznikol v určitom štádiu vývoja Zeme. Od čias vychladnutia zemského povrchu pôsobenie vody a vzduchu rozrušuje povrch hornín. Vzniká zvetralina. Rozrušená hornina lepšie viaže vodu a tým zrýchľuje procesy zvetrávania. Samotné procesy fyzikálneho a chemického zvetrávania však nevedú k premene zvetraliny na pôdu. Túto zmenu umožňuje až pôsobenie živých organizmov. Vzniku pôdy preto musel predchádzať vznik života. Pôsobenie primitívnych organizmov na horninu narúša jej chemické väzby. Z horniny sa uvoľňujú živiny, ktoré sa stávajú prístupné aj pre machy, lišajníky a vyššie rastliny. V iniciálnej pôde dochádza k hromadeniu ich odumretých tiel. Pôsobením mikroorganizmov sa organické zvyšky rozkladajú a začína sa tvoriť humus. Pretrvávajúcim chemickým zvetrávaním i naďalej vznikajú nové zlúčeniny. Jednotlivé látky sa v pôde v priebehu času fyzikálne premiestňujú. To môže viesť k ich nahromadeniu v určitej časti pôdneho profilu. Výsledkom spolupôsobenia procesov podieľajúcich sa na vzniku pôdy je vždy diferenciácia pôdneho profilu.

V závislosti od meniacich sa prírodných podmienok prebiehajú jednotlivé **pôdotvorné (pedogenetické) procesy**, t. j. procesy, ktoré vedú k vzniku pôdy, s rôznou intenzitou. To je príčinou veľkej variability pôdných foriem a ich vlastností. Štúdiom pôdotvorných procesov a ich spolupôsobenia spolu so štúdiom vlastností pôdneho komplexu a klasifikáciou pôd sa zaoberá pedológia. Pedológia je vedná disciplína, ktorej názov vznikol z gréckeho slova pedon – pôda a logos – náuka. Z predchádzajúcej schémy zjednodušeného vysvetlenia vzniku pôdy je zrejmé, že pôdotvorné procesy sú fyzikálnymi, chemickými a biologickými procesmi.

Pedológia, alebo pôdoznanectvo, teda náuka o pôde má interdisciplinárny charakter. Predmetom skúmania tejto vednej disciplíny je pôda ako samostatný prírodný útvar. Ak zvolíme systémový prístup môžeme pedológiu charakterizovať ako vedu, ktorá študuje pôdu ako systém najvyššieho rádu. Predmetom štúdia pedológie je potom pôdna pokrývka Zeme – pedosféra ako najvyšší organizovaný prírodný systém a ostatné čiastkové zložky fyzickogeografickej sféry ako atmosféra, hydrosféra, litosféra a biosféra, ktoré sú materiálnou základňou pre vznik pedosféry sú v tomto prípade spolu s humánnogeografickou sférou (antroposférou) a vnútom Zeme spolu s vrchnými vrstvami atmosféry a priľahlým vesmírom okolím tohto systému. Takéto nazeranie na pedosféru odlišuje pedológiu od pedogeografie. Pedogeografia nepatrí medzi jednotlivé špecializácie pedológie akými je napr. hydropedológia, pedogeochemia, agropedológia, pôdne mapovanie, geografická pedológia atď., aj keď predmetom štúdia pedogeografie je takisto pedosféra. Túto však pedogeografia študuje ako subsystém systému fyzickogeografickej sféry, ktorá je predmetom štúdia fyzickej geografie. Ďalšími už uvádzanými subsystémami systému fyzickogeografickej sféry sú: atmosféra, hydrosféra, litosféra a biosféra. Štúdiom týchto subsystémov sa zaoberajú čiastkové disciplíny fyzickej geografie: klimageografia, hydrogeografia, litogeografia a biogeografia. V rámci pedogeografie teda atmosféra, hydrosféra, litosféra a biosféra nie sú vnímané ako okolie pedosféry ale ako rovnocenné funkčné prvky vytvárajúce spolu s pedosférou systém prírodnej krajiny, ktorého štúdiom sa zaoberá komplexná fyzická geografia – geoekológia.

Uvedené dva pohľady na pedosféru definujú rozdielnosť medzi pedológiou a pedogeografiou. Napriek tomu spoločne zdieľaný predmet štúdia pedológie a pedogeografie neumožňuje stanovenie ostrých hraníc medzi pedológiou a pedogeografiou. Stanovenie veľkosti priestoru vzájomného prieniku týchto dvoch vedných disciplín bude vždy subjektívne. Napriek tejto skutočnosti nemožno pochybovať o vzájomnej prospešnosti pedológie a pedogeografie. Na jednej strane pedogeografiou generované poznatky môžu byť prínosom pre pedológiu, na strane druhej pedogeografia sa nezaobíde bez poznatkov z pedológie.

Pedogeografia, tiež geografia pôdy je teda vedná disciplína fyzickej geografie, ktorá skúma okrem zákonitostí priestorovej diferenciácie pedosféry a rozšírenia pôd (Glazovskaja, 1973) aj vzťahy medzi pôdnou pokrývkou a inými zložkami systému fyzickogeografickej ale i humánogeografickej sféry a úlohu pôdy pri formovaní fyzickogeografických ale i totálnych geografických systémov (Mičian, 1977). Jazykom pedológie je pedogeografia neúplne definovaná ako veda na hranici dvoch odvetví, ktorá opisuje priestorovú diferenciáciu pôd a ich vzťahy z funkčného hľadiska, pôdotvorné procesy a zonálnosť v priestore a bioklimatické podmienky (Šustýkevičová, 1998).

Rôzne klasifikácie a kategorizácie pôd prezentujú rozdielne prístupy k hodnoteniu pestrej pôdnej pokrývky. V minulosti existovali a v súčasnosti existujú minimálne tri prístupy k hodnoteniu pôd. *Genetický prístup* (ruská škola autorov Dokučajev, 1949; Glinka, 1914; Gerasimov, 1945; Gerasimova, 1987; Glazovskaja, 1973) vychádzal z preferencie vplyvu prírodných podmienok (klímy, reliéfu, vegetácie atď.) pri vytváraní typu pôdy na danom mieste. Mapy pôd sveta vytvorené v druhej polovici 20. storočia (FAO-UNESCO, 1974; FAO, 1988) a najnovšie mapy (FAO, 2003; Jones a kol., 2010; ISRIC, 2016) však ukázali, že závislosti medzi vlastnosťami pôdy a prírodnými podmienkami sú niekedy veľmi komplikované a nedajú sa vysvetliť len pôsobením dominantného prírodného faktora. Tak napr. v južnej hornej časti východnej Sibíri a ruského Ďalekého východu podzoly nestriedajú z hľadiska klímy očakávané luvisoly alebo albeluvisoly ale kambisoly, podobne v Severnej Amerike sa nevyvinula výrazná zóna albeluvisolov. Táto zóna je na mnohých miestach nahradená zónou luvisolov. Na pampách Južnej Ameriky neexistuje zóna klasických černoziem. Druhou krajinou sú klasifikácie a kategorizácie pôd, ktoré vychádzajú len z morfológických (dominancia ílu, výskyt redukčných zón, vyzrážanie karbonátov, existencia antropogénnych artefaktov atď.) a pôvodne najmä textúrnych (zrnitostných) vlastností pôd. Tento *morfológický prístup* (Kopecký, 1928; Smolík, 1957; Ramann, 1905; Sibircev, 1951) aplikovaný v medzinárodnej klasifikácii pôd USDA Soil Taxonomy používanej v USA (Soil Survey Staff, 1960; 1975 a 1998) neguje a opomína význam pôdotvorných procesov pri vzniku, tvorbe a vývoji rôznorodých pôdných štruktúr. Klasifikácie pôdy (Societas pedologica slovac, 2014; IUSS Working Group WRB, 2014; Němeček a kol., 2001; Nestroy a kol., 2011), ktoré vychádzajú z kombinovaného, *morfo-genetického prístupu* majú snahu využiť prednosti morfológických ukazovateľov spolu s významnými prejavmi pôdotvorných procesov.

Dnes sa pri štúdiu rozšírenia pôdných jednotiek na Slovensku v zmysle morfo-genetického prístupu presadilo ich členenie na **pôdne typy** (kategorizácia podľa sledu

diagnostických horizontov), prípadne hierarchicky vyššiu kategóriu, t. j. **skupiny pôd** (pôdne typy sú začlenené do konkrétnej skupiny pôd podľa typu hlavného pôdotvorného procesu) a členenie na **pôdne druhy** (kategorizácia podľa vzájomného zastúpenia frakcií jemnozeme, t. j. frakcie piesku, prachu a ílu), prípadne hierarchicky vyššiu kategóriu, t. j. **triedy textúry**. Pôdy sú do jednotlivých textúrnych tried začlenené na základe obsahu jemnozeme, skeletu a organického materiálu a členia sa na **textúrne skupiny pôd** podľa prevládajúcej frakcie jemnozeme, prevládajúcej frakcie skeletu alebo stupňa a charakteru rozkladu organického materiálu.

Pedogeografia je mladá vedná disciplína, ktorej základy sa začali formovať až koncom 19. storočia, keď si Vasilij Vasiljevič Dokučajev všimol závislosť výskytu ruských černoziemí a podzolov na pôsobení niektorých prírodných podmienok: suchej a vlhkej klímy, ako aj stepnej a lesnej vegetácie (Dokučajev, 1899). Ovplyvňovanie pôd prírodnými podmienkami zanecháva v pôdach nezameniteľný podpis. S tým súvisí významný fenomén, ktorý je využiteľný aj v iných geovedných disciplínach. Je ním **pamäť pôdy** (Targuljan a Gorjačkin, 2008). Podobne ako ľadovce a sedimenty aj pôda je schopná počas svojho vzniku a vývoja uchovať znaky pôsobenia prírodných procesov, prebiehajúcich nielen v súčasnosti, ale aj v minulosti. Komplexné pôsobenie procesov sa odráža v stratigrafii (štruktúre) pôdných profilov. Konkrétne procesy vylúhovania, zvetrávania, pseudooglejenia, ilimerizácie, petrifikácie, mineralizácie humusu a pod. v pôde zanechávajú dešifrovateľné znaky, ktoré sú čitateľné i po dlhom časovom období. Okrem pedologickej pamäti má pôda aj litogénnu a biologickú pamäť. Vo vytvorených pôdotvorných substrátoch sú uchované informácie o zvetrávaní minerálov v horninách (Targuljan, 2008) a v samotnej pôdnej hmote sa často nachádzajú organické zvyšky, ktoré môžu byť určiteľné až po úroveň druhu (napr. peľové zrná). Informácie uložené v pôde vytvárajú predpoklad pre pochopenie dominantných prírodných procesov pôsobiacich v danom čase v konkrétnych podmienkach jednotlivých geosystémov.

Pôda vo vzťahu k rozvoju ľudskej spoločnosti plní aj úlohu kultúrneho média, ktoré ovplyvňuje jej sociálno-ekonomické prejavy. Toto médium malo podstatný vplyv na vznik a vývoj ľudskej civilizácie. V pôdnej pamäti sú obsiahnuté informácie aj o tomto vývoji. Pedologická pamäť preto podmieňuje popri produkčnej, regulačnej, kultúrnej a iných funkciách pôdy vznik ďalšej veľmi dôležitej informačnej funkcie pôdy.

1 Vlastnosti pôdy

Jednotlivé čiastkové geosféry fyzickogeografickej sféry sú materiálnou základňou pre vznik pôdy a teda i pedosféry v celoplanetárnom rozsahu. Pedosféra je trojrozmerný prírodný útvar, ktorý je vymedzený oblasťou špecifického prieniku medzi litosférou, atmosférou, hydrosférou a biosférou. Interakcie medzi týmito čiastkovými geosférami sú v rámci priestoru pedosféry špecifické len pre tento priestor a prejavujú sa v podobe pôsobenia pôdotvorných procesov. Ak teda hovoríme o pôde ako o prírodnom komplexe nemôžeme v súlade s fyzickogeografickým chápaním pedosféry brať do úvahy len tie jej zložky, ktoré sú jej vlastnou súčasťou. Aj materiálne zložky ostatných čiastkových geosfér sa podieľajú na vyplnení priestoru, v ktorom sa pôda vyvíja a teda aj oni sa stávajú súčasťou materiálnych vrstiev pedonu. **Pedon** je najmenšia priestorová jednotka pôdy, ktorá je reprezentovaná trojrozmerným výrezom z pedosféry (pôdnej pokrývky), ktorý obsahuje všetky vertikálne vrstvy pôdy, ktoré nie sú diferencované v horizontálnom smere. Vznik vertikálnych vrstiev v pôde je prejavom jej diferenciácie viditeľnej v rámci vertikálne vedeného rezu naprieč pôdou, t. j. v rámci dvojrozmerného **pôdneho profilu**.

Na tomto mieste sa žiada uviesť, že v zmysle definovaného prieniku medzi jednotlivými prírodnými geosférami, ktorý je špecifický len pre oblasť pedosféry, pôdny profil a teda i každý ním reprezentovaný výrez z pedosféry siaha až po pôdotvorný substrát. **Pôdotvorný substrát** je tá časť zvetraného okraja litosféry, ktorá je už veľmi slabo ovplyvnená pôdotvornými procesmi, je však zdrojom minerálnej časti pôdy. Z hľadiska pôdnych vlastností kvázihomogénne vrstvy pedonu, spravidla paralelné s povrchom pôdy, ktoré ležia nad pôdotvorným substrátom, a ktoré vznikli pôsobením pôdotvorných procesov predstavujú **genetické pôdne horizonty**. Tieto vrstvy sú súčasťou **pôdneho sola**. Solum je latinské slovo, ktoré sa používalo na označenie pôdy.

Pôdna vrstva je negenetický pôdny horizont. Netreba ju zamieňať s predtým v texte uvádzaným, širšie chápaným slovným spojením „vrstva pôdy“. Pôdnu vrstvu tvorí pôdny materiál, ktorý je menej postihnutý pôdotvornými procesmi. V pôdnom profile to môže byť prikrytá vrstva pôdneho materiálu, ktorá vznikla geologickými procesmi, napr. hrubší erózo-akumulačný alebo aluviálny¹, prípadne deluviálny² alebo proluviálny³ materiál. Medzi pôdne vrstvy sú zaradené aj rôzne pokrývkové hmoty: lesná ihličnatá a listnatá hrabanka, mačínové terestrické a hydrické zvyšky odumretých bylín, rašelina⁴, humolitová a antropogénna zemina.

Genetické pôdne horizonty sú povrchové a podpovrchové pôdne horizonty. Povrchové pôdne horizonty zvyčajne obsahujú organické látky. Preto medzi ne patria predovšetkým humusové horizonty. Podľa množstva humusu, jeho pôvodu a kvality môžu byť humózne genetické povrchové horizonty ochrické, molické, čiernicové, smonicové, umbrické,

¹ Alúvium – vodným tokom prenesená zvetralina.

² Delúvium – gravitáciou alebo vodou premiestnená zvetralina po svahu.

³ Prolúvium – vodným tokom prenesená zvetralina uložená v náplavovom kuželi.

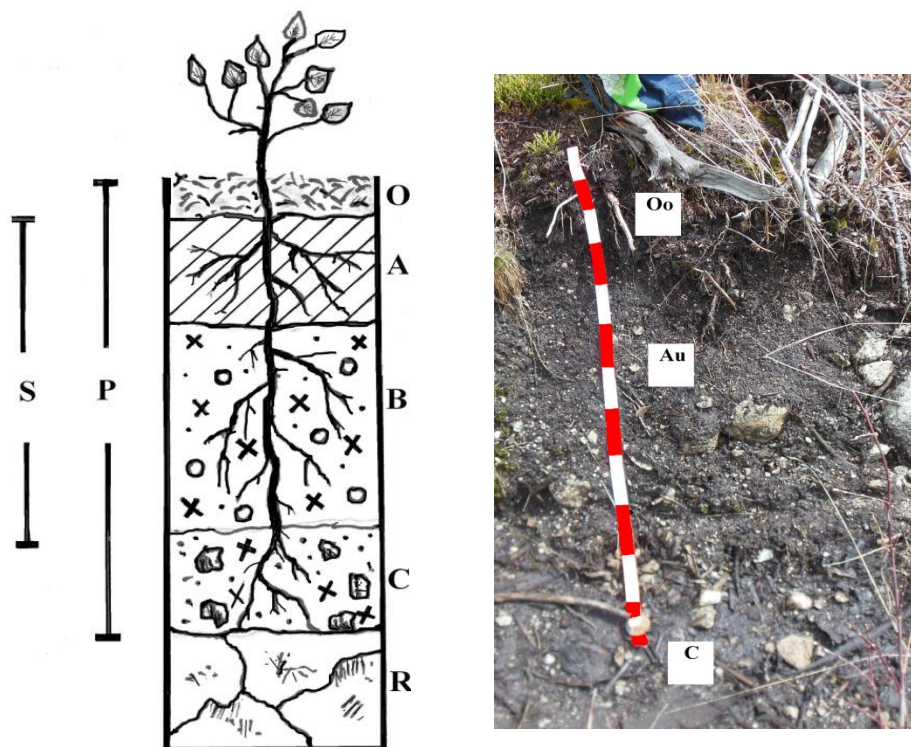
⁴ Rašelina je nielen pokrývkovou vrstvou, ale podľa mnohých autorov (Bedrna a kol., 1968, Hraško a kol., 1991) aj pôdotvorný substrát.

1 Vlastnosti pôdy

melanické, slaniskové, kultivačné, antropogénne atď. (Societas pedologica slovac, 2014). Podpovrchové genetické horizonty môžu podľa charakteru a intenzity pôdotvorných procesov nadobúdať charakter eluviálnych, iluviálnych, kambických, rubefikovaných, kalcikových, petrokalcikových, placikových, slaniskových, glejových, mramorovaných, slancových a iných genetických pôdnych horizontov.

Súčasťou pôdneho profilu môže byť pokrývková pôdna vrstva, povrchový genetický pôdny horizont, podpovrchový genetický pôdny horizont alebo horizonty, prípadne prekryté pôdne vrstvy vrátane hornej hranice vrstvy pôdotvorného substrátu, prípadne materskej horniny. Niektorá z pôdnych vrstiev alebo niektorý z pôdnych horizontov môže chýbať (pokrývková pôdna vrstva, podpovrchový genetický pôdny horizont). Za pôdu v súčasnosti považujeme aj samostatný pôdotvorný substrát, ktorý má potenciál premeniť sa na genetický pôdny horizont.

K identifikácii rôznych typov pôd v krajine dnes slúžia mnohé dištančné metódy (napr. geofyzikálne merania a družicové a letecké snímkovanie). Tieto sa však nezaobídu bez verifikácie v teréne. Opis pôd v teréne sa realizuje na stenách kopaných pôdnych jám (sond), v našich zemepisných šírkach spravidla do hĺbky jedného metra. Opis stratigrafie, t. j. zloženia pôdneho profilu spočíva v opise predovšetkým morfológických znakov jednotlivých pôdnych vrstiev a genetických horizontov (obr. 1).



Obrázok 1 Stratigrafia pôdneho profilu

Vysvetlivky: O – pokrývková vrstva (Oo – opadankový horizont), A – povrchový horizont (Au – umbrický horizont), B – podpovrchový horizont, C – substrát, R – pevná hornina, P – pedon, S – solum

Ak genetické pôdne horizonty alebo pôdne vrstvy, teraz chápané ako dvojrozmerné objekty, sú na základe stanovených diferenciačných kritérií v rámci pôdneho profilu dobre rozoznateľné môžeme ich opis využiť pre potreby pôdnej klasifikácie. Vtedy nadobudnú charakter **diagnostických horizontov**.

Medzi diagnostické vrstvy zaradzujeme aj **pôdotvorný substrát**. Pôdotvorný substrát najčastejšie tvorí zvetraná pevná hornina, alebo koreňmi prerastený a edafónom⁵ nasýtený horninový sediment. Pôdotvorný substrát môže byť kyslý, neutrálny, bázický, uhličitanový alebo silno zásaditý hydrouhličitanový.

V prípade ak identifikovateľná vrstva pôdotvorného substrátu vypadáva z pôdneho profilu (pôdotvorný substrát je už významne premenený pôsobením pôdotvorných procesov v celom svojom objeme) alebo je tenká, diagnostickou vrstvou pôdneho profilu sa stáva aj **materská hornina**, t. j. pevná hornina, z ktorej sa v minulosti vytvoril pôdotvorný substrát, z ktorého vznikla predmetná pôda. Často pôda vzniká aj zo zmesi viacerých pôdotvorných substrátov alebo hornín. Poznáme aj pôdy, ktoré vznikli z tenkého sedimentu alebo navážky na pevnej hornine.

Pri opise pôdneho profilu sa sústreďujeme predovšetkým na morfológické, vizuálne rozpoznateľné znaky jednotlivých pôdných vrstiev a horizontov. Opisujeme každú pôdnu hmotu, ktorá sa odlišuje farbou, zrnitosťou, štruktúrou, konzistenciou, obsahom solí a formou humusu a následne vyčleňujeme diagnostické pôdne horizonty, podľa ktorých sa klasifikuje skupina pôd, pôdny typ, subtyp, varieta, forma. Úplný komplexný názov pôdy by mal obsahovať všetky vymenované klasifikačné taxóny. Pre medzinárodnú komunikáciu je vhodné uviesť referenčnú skupinu pôd, ako aj prefixové a sufixové klasifikátory podľa klasifikácie pôd sveta (IUSS Working Group WRB, 2014). V texte sú názvy niektorých pôd, o ktorých sa hovorí všeobecne, alebo názvy taxónov pôd z územia Slovenska uvádzané podľa morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska (Societas pedologica slovacae, 2014), napr. glej, slanec, černozeľ luvizemná a pod. Ak sa o pôdach hovorí v celosvetovom meradle alebo ak sa približný ekvivalent pôdy nenachádza v morfogenetickom klasifikačnom systéme pôd Slovenska, tak sú tieto názvy uvádzané podľa slovenského prekladu verzie klasifikácie pôd sveta (Svetová referenčná báza..., 2012), napr. gleysol, albeluvisol, kastanozeľ, feozeľ a pod. Názvy podobných pôd podľa jednotlivých klasifikácií nie sú synonymá, ale označujú viac či menej príbuzné typy, skupiny a rady pôd. Napríklad slovenskému názvu „černozeľ kultizemná, karbonátová, hlinitá, z prachovitej spraše“ je podľa anglickej verzie klasifikácie pôd sveta najbližší názov „Voronc Chernozems (calcaric)“, ktorý však označuje oveľa širší pôdny taxón. Autori sú si vedomí toho, že korektnejšie by bolo pre všetky pôdy spájané s územím presahujúcim územie Slovenska používať názvy podľa slovenského prekladu verzie klasifikácie pôd sveta (Svetová referenčná báza..., 2012). Nestalo sa tak kvôli obave, že uplatnenie tohto pravidla by mohlo pôsobiť na čitateľa mätúco.

Najpodstatnejšiu časť pôdnej hmoty tvorí jej **minerálny podiel** (obr. 2). Jeho zdrojom bola materská hornina, ktorá je súčasťou litosféry. Minerálny podiel predstavuje

⁵ Edafón – všetky živé organizmy žijúce v pôde.

1 Vlastnosti pôdy

v minerálnych pôdach často viac ako 90 % ich hmoty. V pôde sú obsiahnuté prvotné, primárne aj druhotné, sekundárne minerály. Najčastejším **primárnym minerálom** je kremeň (chemicky oxid kremičitý SiO_2) a rôzne zložitejšie kremičitany, na stavbe ktorých sa podstatnou mierou podieľajú obidva najrozšírenejšie prvky zemskej kôry, kremík a kyslík. V menšej miere sú v pôdnej hmote zastúpené aj ďalšie oxidy, napr. oxidy hliníka a železa. Dôležité sú aj uhličitaný alebo fosforečnaný a sírany.

Sekundárne minerály vznikajú premenou primárnych minerálov za účasti procesov zvetrávania prebiehajúcich v pôde, alebo môžu byť obsiahnuté priamo v sedimentárnej materskej hornine. Najdôležitejšími sekundárnymi minerálmi v pôde sú **ílové minerály**. Íl má veľkú fyzikálnu sorpčnú schopnosť. Základné častice ílu sú menšie ako 0,002 mm a preto v danej objemovej jednotke majú väčší povrch ako ostatné pôdne častice. Ílové minerály majú navyše schopnosť pútať vodu nielen na svojom povrchu ale voda preniká i medzi elementárne vrstvičky ich štruktúrnej mriežky. Íl má veľký vplyv na fyzikálno-chemickú sorpciu pôdy, ktorá spočíva vo výmene iónov medzi pôdnym sorpčným komplexom a pôdnym roztokom. Ílová frakcia pôdy je jedným zo zdrojov pôdných koloidov, tvoriacich pôdny **sorpčný komplex**. Na povrch pôdných koloidov sa viažu ióny, z ktorých **výmenné pôdne bázy**, t. j. katióny Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ sú významným zdrojom živín pre rastliny. Výmena iónov medzi pôdnym roztokom a sorpčným komplexom zabráňuje vyplavovaniu pôdných báz/živín z pôdneho komplexu, na druhej strane uvoľňovanie živín zo sorpčného komplexu do pôdneho roztoku transformuje tieto živiny do formy ľahšie prístupnej rastlinám.



Obrázok 2 Zložky pôdy

Celková sorpčná kapacita (T) je najväčšie množstvo iónov v mmol (p^+), ktoré môže pútať 1 kg pôdy. Typické piesočnaté pôdy majú celkovú sorpčnú kapacitu 20 až 100, hlinité 200 až 300, ílovité 400 až 500 a organické (organozem) až okolo 1 500 mmol (p^+). kg^{-1} . Ak poznáme celkové množstvo výmenných pôdných báz (CEC) a celkovú sorpčnú kapacitu (T) môžeme na základe vzťahu

$$V = (\text{CEC} / T) \times 100$$

vyjadriť percentuálny stupeň nasýtenia pôdy výmennými bázičnými katiónmi (V).

Druhým materiálnym komponentom tvoriacim pôdu je jej **organická zložka**. Zatiaľ čo minerálne pôdy majú do 30 % objemových (obj.) organického materiálu, organominerálne, t. j. humolitové pôdy majú 30 až 50 % obj. organického materiálu a organické histické pôdy viac ako 50 % obj. organického materiálu. Podiel organických látok v pôde pochádzajúci z mŕtvych organizmov jednoznačne prevláda nad pôdnym edafónom. Neživý podiel organických látok v pôde sa skladá z uhynutých zvyškov organizmov, pôde vlastných humusových látok ako sú fulvokyseliny, humínové kyseliny, fulváty, ulmíny, humáty atď., ako aj z rôznych ďalších organických zlúčenín akými sú fenoly, kyseliny, estery, alkaloidy atď., z ktorých mnohé sú biologicky aktívne látky. Živá časť organického podielu pôdy (edafón), ktorá je súčasťou biosféry, pozostáva z drobných živočíchov, t. j. z rôznych vývojových štádií hmyzu, dážďoviek atď., z koreňov rastlín a z mikroorganizmov, t. j. z baktérií, plesní, mikroskopických húb, bakteriofágov a vírusov.

Pôdu tvorí heterogénny materiál, ktorý okrem pevného minerálneho a organického podielu pozostáva aj z kvapalnej a plynnej zložky, ktorá je súčasťou hydrosféry a atmosféry. **Roztok pôdy** je koncentrovaný a obsahuje vo vode rozpustné soli. Vodný výluh z nezasolenej pôdy obsahuje spravidla menej ako 0,15 % solí. Pôdy s vyšším obsahom solí ako 0,15 % sú slabo zasolené a s viac ako 1 % obsahom solí sú silne zasolené. Typickým príkladom silne zasolených pôd je slanisko. **Pôdny vzduch**, ktorý sa podobne ako pôdny roztok nachádza v dutinách, póroch a štrbinách pôdnej hmoty obsahuje na rozdiel od atmosférického vzduchu viac CO₂, CH₄ (metánu) a menej O₂. Spôsobujú to životné prejavy edafónu ale aj procesy rozkladu organických látok.

Fyzikálne vlastnosti pôd sa prejavujú najmä v jej **textúre** (zrnitosti), **štruktúre**, **kompakcii** a **konzistencii**. Textúra sa klasifikuje na základe dominancie elementárnych častíc pôdy rôznej veľkosti zoskupených do jednotlivých frakcií. Na základe obsahu jemnozeme, skeletu a organického materiálu rozoznávame textúrne triedy **jemnozrnných**, **psefitických**, **humolitových** a **histických** pôd (Societas pedologica slovacae, 2014). Trieda jemnozrnných pôd je podľa percentuálnej hodnoty hmotnostného obsahu minerálnych **frakcií jemnozeme**, t. j. **ílu** (častice < 0,002 mm), **prachu** (0,002 až 0,05 mm) a **piesku** (0,05 až 2 mm) rozčlenená na zrnitostne **ľahkú** (piesočnatú), **strednú** (hlinitú) a **ťažkú** (ílovitú) **skupinu pôd**, pričom **pôdne druhy** tvoriace vymenované skupiny pôd (napr. piesočnatá, piesočnato-hlinitá, piesočnato-ílovitá pôda) sú klasifikované na základe textúrneho trojuholníka. Psefitické (skeletovité) pôdy sa podľa prevládajúcej minerálnej **frakcie skeletu** členia na **štrkovitú**, **kamenitú** a **balvanitú** skupinu pôd. Pôdne druhy psefitických skupín pôd určuje prevládajúca frakcia jemnozeme alebo viac ako 30 % obj. obsah organického materiálu v doplnkovej frakcii (ľahká, stredná, ťažká alebo organická pôda). Histické pôdy s obsahom organických látok väčším ako 50 % obj. a humolitové pôdy s obsahom organických látok od 30 do 50 % obj. sa podľa stupňa a charakteru rozkladu organického materiálu členia na fibrickú (prevažuje nerozložený alebo len čiastočne rozložený organický materiál), mezickú (prevažuje stredne rozložený organický materiál) a saprickú (prevažuje rozložený organický materiál) skupinu pôd. Pôdne druhy histických a humolitových pôd určuje prevládajúca minerálna frakcia (ľahká, stredná, ťažká, štrkovitá, kamenitá a balvanitá pôda).

1 Vlastnosti pôdy

Štruktúru pôdnej hmoty vytvárajú pôdne agregáty a konglomeráty, ktoré vznikajú stmelením elementárnych pôdnych častíc. Štruktúrne elementy sa klasifikujú podľa tvaru (napr. guľaté, hranaté, polyedrické), veľkosti (napr. drobnohrudkovité, hrudovité), konzistencie (napr. nestále, vodostále) a stupňa stmelenia (elementárne častice, agregáty, konglomeráty). Štruktúra minerálnych pôd sa líši od humolitových a najmä histických pôd. Konglomeráty organominerálnych a organických pôd sú menej spevnené ako agregáty minerálnych pôd.

Kompakciu pôdy vyjadruje pomer objemu pevnej minerálnej a organickej hmoty pôdy k objemu priestoru, ktorý je zaplnený vodou alebo vzduchom. Vysoká objemová hmotnosť pôdy (viac ako 1 700, resp. 2 000 kg.m⁻³) signalizuje nepriaznivé prostredie pre korenenie rastlín a rozvoj populácii pôdnych mikroorganizmov. V organických pôdach je veľa prázdneho priestoru a tak ich objemová hmotnosť často nepresahuje 500 kg.m⁻³.

Konzistencia je vlastnosť pôdy, ktorá vyjadruje odolnosť pôdy proti prenikaniu cudzích telies, jej plasticnosť, lepivosť a schopnosť napučievania (zväčšovania objemu). V teréne sa meria penetrometrom.

Z chemických vlastností pôd sa z praktického hľadiska najčastejšie určuje chemická pôdna reakcia a obsah toxických prvkov, vo vode rozpustných solí, železa, mangánu alebo uhličitanov. Chemická reakcia pôdy môže byť kyslá, neutrálna alebo alkalická (zásaditá). Reakciu pôdy vyjadruje hodnota pH. Pôda je extrémne kyslá pri hodnote pH 4 a menej, neutrálna pri hodnote pH od 6,5 do 7,4 a silne alkalická pri hodnote pH viac ako 8,5. Pôdy s extrémne kyslou alebo silno alkalickou pôdnou reakciou sú menej vhodným prostredím pre rast väčšiny rastlín. Toto osobité prostredie osídľujú špecifické druhy rastlín, ktoré sú dobrým indikátorom pôd s extrémnou pôdnou reakciou. Podobne je tomu pri vyššom obsahu železa a mangánu, ako aj síranov, chloritov, hydrouhličitanov a uhličitanov alebo toxických chemických prvkov (Cd, As, Hg, Pb atď.). Vyšší obsah železa a mangánu sprevádza tvorbu ferrických a ferralických, zatiaľ čo síranov gypsických a uhličitanov kalcikových a petrokalcikových horizontov pôdy.

Biologické vlastnosti pôd sa prejavujú predovšetkým v obsahu a v kvalite humusu. Obsah a kvalita humusu v pôvodných prirodzených pôdach je výsledkom procesov umožňujúcich výmenu látok medzi biosférou a pedosférou. V tomto kontexte má pôda osobitný význam pri štúdiu ekosystémov a zase naopak.

Z uvedených vlastností pôd je pre rast rastlín dôležitá štruktúra, obsah vody, živín, humusu a solí, teplota, textúra, pôdna reakcia a konzistencia. Dôležitá je aj samotná hĺbka pôdy. Pôda vytvára substrát pre rastliny a je teda priestorom pre ich zakoreňovanie. Plytká pôda je príčinou vývrátov stromov (obr. 3). Nedostatok vody v pôde prerieďuje porasty. Aridné podnebie podmieňuje vznik púští, kde sa môžeme stretnúť len s náznakmi primitívneho pôdotvorenia. Trvalo zamrznutá pôda vytvára podmienky len pre rast lišajníkov, machov a zakorenenie zakrpatených drevín v rámci jej tenkej, vrchnej v lete rozmrzutej a často zamokrenej vrstve.

1 Vlastnosti pôdy

Podrobnejšie informácie o fyzikálnych, chemických a biologických vlastnostiach pôdy sú uvedené v mnohých pedologických publikáciách (Smolík, 1957; Pelíšek, 1957; Bedrna a kol., 1968; Zaujec a kol., 2009).



Obrázok 3 Vývrat stromu na plytkej pôde na ostrove Svätého Mikuláša pri Poreči v Chorvátsku

Stabilita a dynamika fyzikálnych, chemických a biologických parametrov pôd súvisí s priebehom pôdotvorných procesov a pôdných režimov. Medzi stabilnejšie parametre alebo prejavy pôd patrí farba, hĺbka pôdneho profilu, zrnitosť, obsah karbonátov, mramorovanie atď.

Dynamické parametre sú prejavom náhlych zmien v pôdnej reakcii, teplote, vlhkosti, obsahu vzduchu atď. Tieto náhle zmeny určujú typy **pôdných režimov**. Pôdne režimy ovplyvňujú zmeny pôdných vlastností v priebehu kratšieho časového úseku (deň, sezóna, rok). Tieto zmeny majú cyklický, zvrtný charakter. Pôdne režimy sú cyklické kvantitatívne a kvalitatívne zmeny prebiehajúce v pedosfére, ktoré sú spôsobené výmenou látok a energie medzi pedosférou a ďalšími geosférami. V pôde môžeme identifikovať vodný režim (pohyb vody v pôde), vlhkostný režim (zmeny obsahu vody v pôde), vzdušný režim (pohyb vzduchu v pôde), tepelný režim (pohlcovanie, akumulácia, prenášanie a vyžarovanie tepla pôdou), teplotný režim (zmeny teploty pôdy), režim solí (pohyb solí v pôde), biologický režim (aktivita pôdneho edafónu) a niektoré ďalšie. Podrobnejšie sa pôdnymi režimami zaoberajú práce Bedrna (1977) a Bedrna a kol. (1989).

1 Vlastnosti pôdy

Stabilita pôdných režimov je len dočasná a dnes tieto režimy môžu byť iné ako režimy, ktoré sú v súlade s klimatickými a inými ekologickým podmienkami nutnými pre vznik pretrvávajúcich pôd. Tak je tomu napr. v prípade slovenských kultizemných hnedozemí, prípadne luvizemí, kde priesakový vodný režim v území sa po odstránení lesných porastov zmenil na periodicky priesakový. Podobne v území s areálmi výskytu slovenských černozemí nezodpovedajú pôdne režimy stepným podmienkam potrebným pre vznik černozemí a ich progresívny vývoj. V rámci meliorovaných plôch s glejovými a pseudoglejovými pôdami po znížení hladiny podzemnej vody a vylepšení drenáže sa zmení vlhkostný režim pôd, ktorý sa po dostatočne dlhej dobe prejaví aj na genetických horizontoch glejových a pseudoglejových pôd. Tieto skutočnosti sa odrážajú v kritike medzinárodnej klasifikácie pôd USDA Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010), ktorej vyššie taxóny kategorizujú pôdne režimy nadradené nižším taxónom pozostávajúcim z jednotiek s rôznymi stabilnými morfológickými vlastnosťami.

Pôda má veľký ekonomický a sociálny význam. Neoceniteľný komplex prírodných vlastností pôd vytvára jej spoločenskú hodnotu. Pôda patrí k ťažko obnoviteľným prírodným zdrojom. Žiaľ, princípy liberálnej ekonomiky neumožňujú zabezpečiť dostatočnú ochranu a šetrné využívanie pôdy. Aj napriek existencii svetovej charty o pôde z roku 1981 a európskej charty o pôde z roku 1972, ktorá bola revidovaná v roku 2003, neexistujú národné zákony, ktoré by dostatočne chránili pôdu pred zastavaním, úplným zničením alebo devastovaním. Hodnota pôdy sa zatiaľ vyjadruje len ako ekonomická kategória cez jej cenu. Pôda má dodnes status tovaru, ktorý sa môže kupovať a predávať. Aby sa tento stav zamaskoval, ako tovar sa neoznačuje pôda, ale parcela alebo pozemok, nanajvýš s upresnením jeho doterajšieho využitia. Takto je umožnené získať a následne zničiť aj najúrodnejšiu pôdu. Dobrým príkladom zo Slovenska je vybudovanie závodov na výrobu automobilov alebo logistických centier na úrodných západoslovenských černozemiach. Právne úpravy jednotlivých štátov len obmedzene zohľadňujú nepostrádateľnosť pôdy pri zabezpečovaní potravinovej bezpečnosti, ako aj jej význam pre prírodu. Pôda je jedným z hlavných prírodných regulátorov kolobehu vody, uhlíka a energie (živín) v lokálnom ako aj v celosvetovom meradle a ako taká si nielenže zaslúži ochranu, ale dúfajme aj vynúti zmenu prístupu k nej.

2 Vymedzenie pedosféry

Vznik a vývoj pedosféry je podobne ako u biosféry a antroposféry oveľa zložitejší ale aj oveľa kratší v porovnaní s hydrosférou, litosférou a atmosférou. Pedosféra je najmladšou fyzickogeografickou sférou. Ak vznik planéty Zem sa datuje približne do obdobia pred 4,6 miliardami rokov, tak živé organizmy sa objavili až po uplynutí miliardy rokov, t. j. pred 3,5 miliardami rokov a prvé pôdy až po osídlení pevniny rastlinami a živočíchmi, t. j. asi o niečo skôr ako pred 1 miliardou rokov. Mnoho prvotných pôd bolo v dôsledku geologickej činnosti prekrytých kontinentálnymi ale aj morskými sedimentmi a sopečnými vyvrelinami a pôdy boli likvidované eróziou a orogénnymi procesmi. Podľa štúdie venovanej vývoju pedosféry (Bedrna, 1977) pozostávala holopedogenéza (historický celosvetový vývoj pôdy) zo šiestich štádií, ktoré sa prejavovali nielen rozdielnymi podmienkami pôdotvorenia, ale aj dominanciou určitých typických pôdných predstaviteľov.

Prvé pôdy vznikli počas prvého štádia holopedogenézy pred 1,2 miliardami rokov v proterozoiku. Na pevnine, ktorá mala v tomto období charakter púšte, sa vyskytovali oázy života len v tesnej blízkosti sladkovodných plôch. Život sa sústreďoval v kolóniách prototrofických baktérií. V období pred silúrom bol najrozšírenejší subhydrický typ pôdotvorného procesu.

Druhé štádium holopedogenézy sa začína v silúre asi pred 420 mil. rokov a končí v polovici permu. Objavujú sa prvé suchozemské rastliny. S týmto štádiom je spojená prvopočiatočná tvorba kamenného uhlia. Okrem hygromorfných pôd typu glej, pseudoglej a organozem vznikajú aj kambizeme a železité ferralsoly. Permských pôd je pomerne málo, nakoľko veľká časť pevniny bola v tomto období stále púšťou.

Tretie štádium pôdotvorby sa začalo v polovici permu. Na pevninách prevládalo chladnejšie a suchšie podnebie, a tak plavúňovité a papraďovité rastliny ustupujú nahosemenným ihličnatým drevinám, ktorých rozširovanie vrcholí v období jury. Vytlačanie nahosemenných rastlín dokonalejšími krytosemennými rastlinami začalo až na konci mezozoika. Rozšírili sa kryogénne pôdy, v zriedkavejších vlhších a teplejších podmienkach podzoly a luvizeme. Zasolené substráty, z ktorých sa vyvinuli pôdy typu slanec a slanisko začali osídľovať slanomilné rastliny.

Štvrté štádium tvorby pôd začalo v terciéri a trvalo približne 63 mil. rokov. V tomto období sa vyvinuli nové druhy krytosemenných rastlín veľmi podobné dnešným druhom. V pomerne širokom pásme mierneho podnebia na kontinentoch severnej pologule rastú listnaté lesy. V Európe sa začala významne prejavovať diferenciácia prírodného prostredia, podmienená alpínskym a karpatským vrásnením. Okrem pôd černoziemného charakteru a antropogénne podmienených taxónov pôdnej klasifikácie sa masovo vyskytujú takmer všetky súčasné typy pôd.

Piate štádium holopedogenézy začalo v kvartéri. Pôdnu pokrývku tvoria všetky súčasné typy pôd, s výnimkou antropogénne podmienených taxónov. K zmenám v rozšírení pôd významne prispievalo periodické striedanie ľadových (glaciály) a medziľadových

2 Vymedzenie pedosféry

(interglaciály) dôb. V Európe v období glaciálov prevládalo studené podnebie s teplotou priemerne o 10 až 12 °C nižšou ako v súčasnosti. Ľad nepokryl celú Európu, ale len jej severnú časť. Vpleistocéne v interglaciáloch v strednej Európe začala na veľkých plochách rásť stepná vegetácia, ktorá podmienila vznik černoziemí.

Dnes je vývoj pedosféry silno ovplyvňovaný činnosťou človeka, ktorý podmieňuje vznik kultivačných (kultizem, hortizem) a technogénnych (antrozem, technozem) typov pôd. Ľudia začali obrábaním pôdy ovplyvňovať pedosféru pred 10 tisíc rokmi. Spočiatku to bolo iba kyprenie pôdy potrebné kvôli pestovaniu vybraných rastlín. Neskôr sa k nemu pripojilo hnojenie, vápnenie, odvodňovanie a zavlažovanie.

Diskutovaným problémom pri charakteristike pedosféry je určenie hranice medzi litosférou a pedosférou, ako aj medzi hydrosférou a pedosférou. Hrúbka pedosféry (0,1 až 30 m) je neporovnateľne menšia ako v prípade litosféry. Pri pevných horninách je hranica ľahko definovateľná (obr. 4). Tvorí ju rozhranie medzi pevnými blokmi horniny (vrstva v rámci schémy pôdneho profilu označovaná písmenom R) a pôdotvorným substrátom (vrstva v rámci schémy pôdneho profilu označovaná písmenom C).



Obrázok 4 Rozhranie medzi litosférou a pedosférou na ostrove Svätého Mikuláša pri Poreči v Chorvátsku

Komplikovanejšie je to pri mocných vrstvách sedimentov. V zmysle definície, ktorá hovorí, že pôda je oživená hornina, môžeme za túto hranicu považovať zónu dosiahnuteľnú koreňmi rastlín. Mnohé pochované, **fosílné**, pôdy a vrstvy organických látok, ako sú rašelina alebo uhlie, nie sú súčasťou pedosféry.

2 Vymedzenie pedosféry

Hranica medzi hydrosférou a pedosférou taktiež nemusí byť vždy zreteľná. Vyplýva to z toho, že kvapalná zložka pôdy je súčasťou hydrosféry. V nemeckej klasifikácii (*Bodenkundliche Kartieranleitung*, 2005; Blume a kol., 1996) existujú subhydričné pôdy typu sapropel alebo gytja. Slovenské klasifikácie (Morfogenetický klasifikačný systém..., 2000; Societas pedologica slovacae, 2014) ani IUSS Working Group WRB, 2014 neuvažujú subhydričné pôdy a nevyčleňujú ich ako objekt klasifikácie.

Medzi jednotlivými geosférami Zeme prebieha neustála výmena látok, energie a informácie. Osobitný význam pre život na Zemi má výmena látok a energie medzi pedosférou a biosférou. Pedosféra poskytuje rastlinám živiny. Biosféra jej to vracia v podobe hromadenia organických látok a humusu, prostredníctvom ktorých sa v pôde vo forme uhlíka akumuluje slnečná energia. Pedosféra plní aj ďalšie významné úlohy: akumuluje vodu a živiny, púta a asanuje škodliviny, transformuje a premieňa chemické látky, umožňuje udržiavať génovú rezervu rastlín a mikroorganizmov, zabezpečuje pohyb plynov, vody, vo vode rozpustných solí a tak napomáha procesom, ktoré sú súčasťou veľkého a malého kolobehu látok v prírode.

Ako už vyplynulo z predchádzajúceho textu čiastkové geosféry fyzickogeografickej sféry sú pospájané väzbami, prostredníctvom ktorých dochádza medzi nimi k vzájomnej výmene látok, energie a informácie. Tieto geosféry v spolupôsobení človeka vplývajú na pôdu a zase naopak samotná pôda prostredníctvom spätnej väzby vplýva na tieto geosféry. Prirodzenou ambíciou pedogeografie je opísať široké spektrum vzťahov medzi pôdou a ostatnými geosférami, prípadne, v závislosti od dosiahnutého stupňa vývoja jednotlivých geovedných disciplín, tieto vzťahy formalizovať.

Jednou z možností ako komplexne opísať vzájomné pôsobenie pedosféry a ostatných geosfér je systémový prístup k ich štúdiu. Systémový prístup umožňuje študovať geografickú sféru na rôznych zvolených rozlišovacích úrovniach a je teda prvým krokom k formalizácii vzťahov medzi jej čiastkovými sférami prípadne ich jednotlivými zložkami.

Ak ľubovoľný systém na danej rozlišovacej úrovni chápeme ako súbor prvkov, medzi ktorými existujú vzťahy potom môžeme tento systém vyjadriť vo všeobecnom tvare

$$S = \{G, R\}$$

kde G je usporiadaná konečná množina prvkov systému S . Zavedme množinu

$$A = g_0 \cup G$$

kde g_0 je jednoprvková množina vnútorne nerozlišeného okolia systému S . Potom R je množina orientovaných vzťahov a závislostí medzi prvkami množiny A navzájom, pričom vylúčime závislosti prvkov na sebe samých.

Geografická/krajinná sféra je zložitý dynamický, priestorovo organizovaný celoplanetárny komplex, ktorý na najnižšej rozlišovacej úrovni pozostáva z fyzickogeografickej sféry (prírodná časť krajiny sféry) a z humánnogeografickej sféry tvorenej ľudskou spoločnosťou s jej priestorovou aktivitou.

2 Vymedzenie pedosféry

Fyzickogeografická sféra je oblasť najintenzívnejšieho vzájomného priestorového prieniku čiastkových prírodných geosfér. Ak tieto sféry budeme chápať ako prvky množiny fyzickogeografickej sféry G_{FG} a označíme ich symbolmi a_k ($k = 1, 2, \dots, 5$), potom podľa Krcha (1981) sú nimi:

- a_1 – atmosféra s jej cirkulačnou sústavou,
- a_2 – hydrosféra s jej sústavou povrchových a podzemných vôd,
- a_3 – litosféra zahrnujúca jej vrchné časti spolu s kvartérnym útvarom,
- a_4 – pedosféra s celým spektrom jej pôd,
- a_5 – biosféra ako celok spolu s fytosférou a zoosférou.

Prvé tri geosféry, t. z. atmosféra, hydrosféra a litosféra sú abiotické, štvrtá pedosféra je abioticko-biotická a piata je biotickou geosférou. V dôsledku interakcie týchto geosfér dochádza v oblasti ich vzájomného prieniku k procesom, ktoré sú typické iba pre túto oblasť a sú charakterizované špecifickým obehom látok, energie a informácie. Fyzickogeografická sféra, tvorí základné materiálne prostredie človeka, v ktorom ľudská spoločnosť realizuje svoje priestorové aktivity.

Humánnogeografická sféra (antroposféra) je tvorená ľudskou spoločnosťou s jej priestorovou aktivitou, ktorú možno z rôznych hľadísk klasifikovať rôzne. Jedno z hľadísk je rozdelenie humánnogeografickej sféry do čiastkových geosfér vzhľadom na tradičné triedenie jednotlivých priestorových aktivít človeka. Ak tieto čiastkové geosféry ako prvky množiny G_{AG} označíme symbolmi e_f ($f = 1, 2, \dots, 6$), potom to z hľadiska tradičného delenia priestorových aktivít človeka môžu byť nasledujúce čiastkové geosféry:

- e_1 – lesohospodárska sféra,
- e_2 – poľnohospodárska sféra,
- e_3 – priemyselná sféra,
- e_4 – obytná a sídelná sféra,
- e_5 – dopravná a komunikačná sféra,
- e_6 – radiaca sféra a sféra služieb.

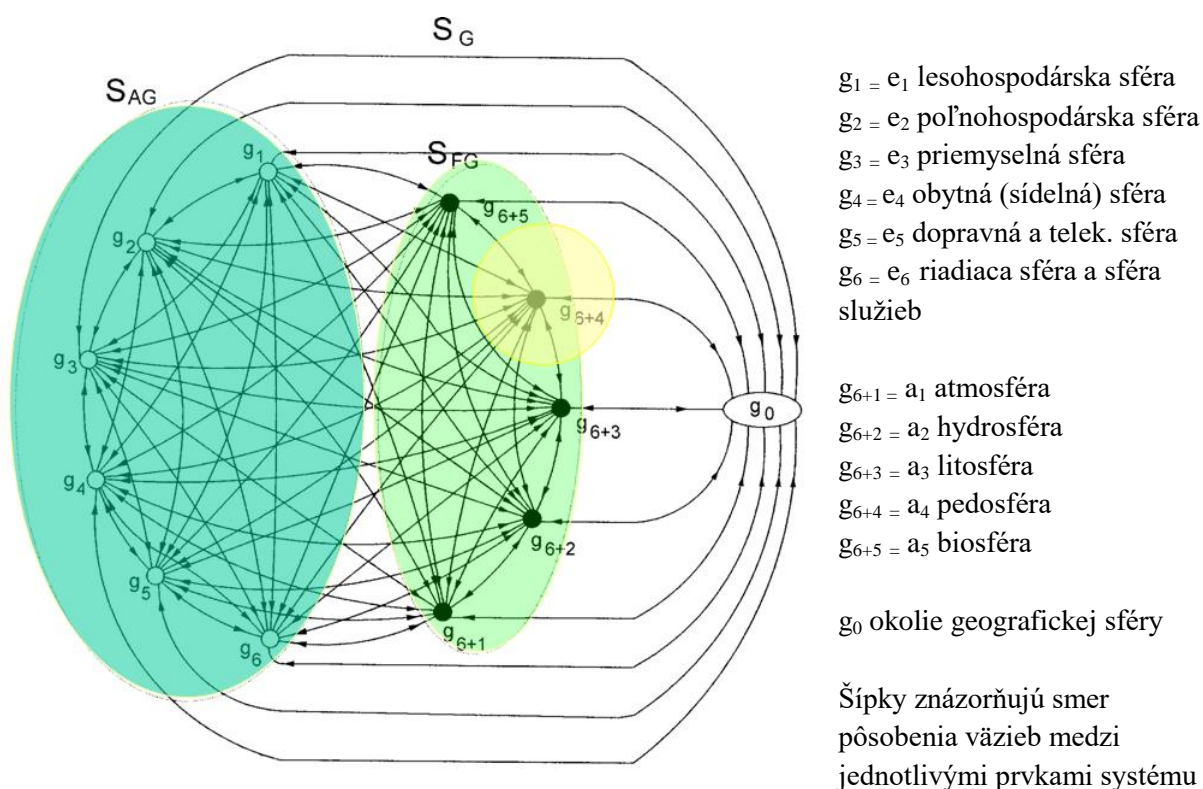
Pri použití takéhoto delenia je samozrejme nevyhnutné presné obsahové určenie jednotlivých čiastkových geosfér humánnogeografickej sféry. Pri zmene uhla pohľadu by napr. bolo možné humánnogeografickú sféru doplniť o ďalšie geosféry, napr. o vodohospodársku sféru ako samostatnú čiastkovú geosféru. Pri nami použitom triedení predpokladáme, že vodohospodárske aktivity a ich prejavy v priestore sú súčasťou uvádzaných šiestich základných čiastkových geosfér humánnogeografickej sféry.

2 Vymedzenie pedosféry

Geografickú sféru určenú oblasťou najintenzívnejšieho prieniku fyzickogeografickej a humánogeografickej sféry môžeme vzhľadom k napísanému vyjadriť ako systém

$$S_G = \{G_G, R_G\}$$

kde G_G je na najnižšej rozlišovacej úrovni dvojprvková množina obsahujúca ako prvky podmnožiny G_{AG} a G_{FG} , alebo pri zvýšení rozlišovacej úrovne prvky podmnožín G_{AG} a G_{FG} (obr. 5). Okolie g_0 systému S_G je definované vnútrom Zeme a hornými vrstvami atmosféry s priľahlým kozmickým priestorom.



Obrázok 5 Systémový uzlový graf geografickej sféry

Humánogeografická sféra a fyzickogeografická sféra sa navzájom výrazne ovplyvňujú. Humánogeografická sféra ako priestorovo organizovaný systém S_{AG} je s prírodnou časťou krajinej sféry ako priestorovo organizovaným systémom S_{FG} v interakcii. Medzi systémom S_{AG} a systémom S_{FG} existuje spätná väzba. Jednotlivé subsystémy humánogeografickej sféry vplývajú na fyzickogeografickú, teda prírodnú krajinnú sféru ako aj na jej jednotlivé geosféry, v dôsledku čoho sa pôvodná prírodná krajina mení na človekom využívanú krajinu. Opačne, jednotlivé subsystémy fyzickogeografickej sféry vplývajú na humánogeografickú sféru a sú dôležitým faktorom určujúcim priestorové aktivity ľudskej spoločnosti.

Krajinná sféra, alebo geografická sféra, ako už bolo uvedené je zložitý dynamický, priestorovo organizovaný systém S_G , ktorý na najnižšej rozlišovacej úrovni tvoria jeho dva

2 Vymedzenie pedosféry

základné subsystémy, subsystém humánnogeografickej sféry S_{AG} a subsystém fyzickogeografickej sféry S_{FG} . Celkový stav krajiny určujúci jedinečný charakter daného miesta je pritom vyjadrený lokálnymi stavmi jej oboch subsystémov. Aj prírodná časť krajinnej sféry v dôsledku vzájomných interakcií medzi jej jednotlivými čiastkovými geosférami (ale i vplyvom človeka) nadobúda rôzne stavy a diferencuje sa. V priestore tak vznikajú rôzne geoeologické jednotky. Keďže krajinná sféra je priestorovo organizovaný systém zmena stavov jej jednotlivých geosfér v závislosti od zmeny polohy je viac ako náhodná. Vzájomné priestorové vzťahy medzi čiastkovými geosférami krajinnej sféry často nadobúdajú charakter určitých zákonitostí. Poznanie zákonitostí priestorovej diferenciácie jednotlivých čiastkových geosfér fyzickogeografickej sféry resp. samotnej fyzickogeografickej sféry je jednou z hlavných náplní štúdia fyzickej geografie.

Pedosféra ako subsystém fyzickogeografickej sféry je ovplyvňovaná okolím geografickej sféry, aktivitami humánnogeografickej sféry ako aj ďalšími subsystémami (čiastkovými geosférami) systému fyzickogeografickej sféry. Tieto vplyvy sú príčinou diferenciácie samotnej pedosféry. Diferenciácia pedosféry sa prejavuje vznikom charakteristických foriem pôd, ktoré sa viditeľnými alebo merateľnými znakmi odlišujú od iných pôd. Už vieme, že snahou pedológie je pochopenie procesov vedúcich k vzniku rôznych foriem pôd, ich klasifikácia a následná systematika. Takto sa pedológia nutne dostáva k opisovaniu geografických podmienok prispievajúcich k vzniku rôznych foriem pôd. Konkrétne stavy jednotlivých čiastkových geosfér na danom mieste sú príčinou danej intenzity pôsobenia jednotlivých pôdotvorných procesov, čo vedie v danom časovom úseku k vzniku danej pôdnej formy. Geografické podmienky sa však v závislosti od hodnôt jednotlivých stavových veličín krajinnej sféry môžu v priestore meniť. To je príčinou priestorovej diferenciácie pôdnej pokrývky. Zákonitosti priestorovej diferenciácie jednotlivých *zložiek* fyzickogeografickej sféry sa teda musia zákonite prejavovať i v priestorovej diferenciácii pôdnej pokrývky. Poznanie týchto zákonitostí a pochopenie ich vplyvu na diferenciáciu pôdnej pokrývky je náplňou štúdia pedogeografie. Ak máme v danej oblasti zmapované jednotlivé formy pôd, pomocou teoretickej výbavy pedogeografie by sme mali byť schopní dedukovať vlastnosti *zložiek* ďalších čiastkových geosfér alebo naopak, ak poznáme stavy jednotlivých *zložiek* ostaných čiastkových geosfér, mali by sme byť viac či menej schopní určiť vlastnosti pôdnej pokrývky na danom mieste. Samozrejme, to, ako presne sa nám na danom mieste podarí riešiť rovnicu „pôdna forma = charakteristika krajiny“, bude závisieť od kvality a komplexnosti nahromadených poznatkov o jednotlivých čiastkových geosférach na jednej strane alebo o pôde na strane druhej, a to nielen v danom čase, ale aj v minulosti.

3 Hierarchické úrovne pôdných teritoriálnych komplexov

Z definície pedonu v kapitole 1 vyplýva, že v prípade pedonu ide o veľmi malú jednotku v priestore, ktorá zaberá plochu len niekoľko m² alebo niekoľko desiatok m². Kartograficky je táto jednotka v prípade väčšiny používaných mapových mierok zobraziteľná len v podobe bodu. Základnou prirodzenou priestorovou pôdnou jednotkou je preto **polypedon**, t. j. súbor susedných pedónov približne rovnakých vlastností. Polypedon tvorí najväčší možný výrez z pedosféry, ku ktorému je ešte možné bez pochybností, podľa zvolenej klasifikácie, priradiť jednotku najnižšieho stupňa, napr. konkrétny pôdny typ, subtyp a varietu atď.

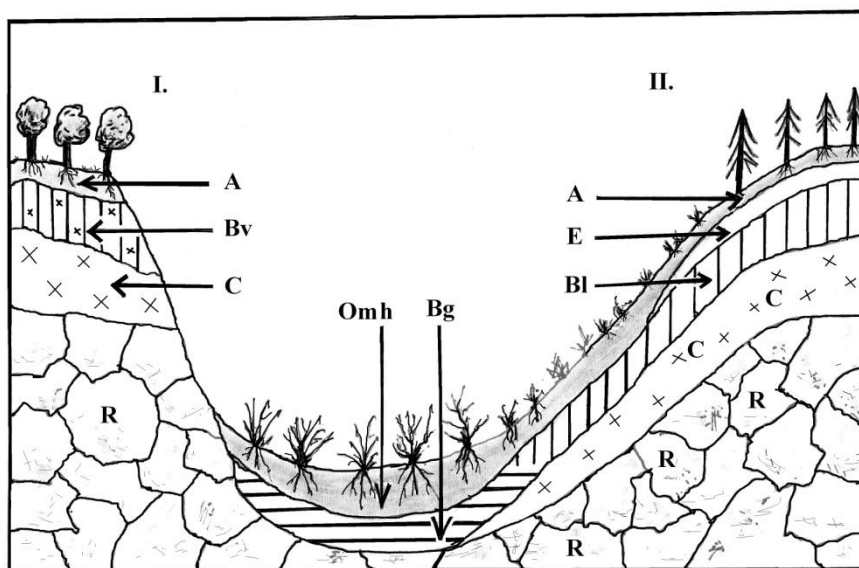
Kvôli veľkej variabilite pôdnej pokrývky pôdny areál tvorený susednými polypedonmi rovnakých vlastností nemusí byť vždy vnútorne úplne čistý. Polypedony často v sebe uzatvárajú malé ostrovčeky odlišných polypedonov. V závislosti od pôsobenia *zložiek* iných geosfér na pedosféru k zmenám pôdných vlastností v priestore nedochádza náhle ale postupne. Preto praktické určovanie presných hraníc medzi susednými polypedonmi je niekedy veľmi obtiažné. Z týchto dôvodov v rámci topickej geografickej dimenzie, t. j. najnižšej dimenzie, v ktorej môžeme študovať fyzickogeografické a teda i pôdne teritoriálne komplexy, základnými mapovateľnými jednotkami pôdy sú **pedotopy** (Mičian, 2008). Z pedogeografického hľadiska sú pedotopy základnými prvkami subsystému pedosféry, ktorý študujeme na jeho najvyššej rozlišovacej úrovni. Pedotop je z podstatnej časti tvorený jedným polypedonom. Môže však v sebe zahŕňať i malé areály iných polypedonov, resp. na svojich okrajoch areály prechodných polypedonov s vlastnosťami podobnými polypedonom susedných pedotopov. Veľkosť areálov jednotlivých pedotopov môže byť rôzna a môže v závislosti od premenlivosti prírodných podmienok územia kolísať už od niekoľkých desiatok m² až po niekoľko sto ha. Z praktických dôvodov sa pri mapovaní stanovuje najmenšia plocha ešte samostatne mapovaných pedotopov. Kvôli zakresľovaniu do analógových máp to v nedávnej minulosti bola zvyčajne plocha 0,2 ha⁶.

Pri znížení rozlišovacej úrovne, to znamená prechodom do chórickej geografickej dimenzie sú základnými teritoriálnymi komplexmi subsystému pedosféry **pedochóry**. V pedológii je často používaným synonymom pre skupiny pôd, ktoré sa vyskytujú v chórickej geografickej dimenzii termín **pôdna asociácia**. Pedochóry najnižšej hierarchickej úrovne, **nanopedochóry** môžu byť zložené zo susedných pedotopov podobných vlastností alebo ich príbuznosť je určená na základe zvoleného geografického kritéria. Takým kritériom môže byť napr. príslušnosť k časti danej geomorfologickej formy. Aj napriek rovnakým východiskovým litologickým podmienkam už na relatívne malých plochách môže dôjsť k významnej diferenciácii pôdnej pokrývky a teda k výskytu kontrastných pedotopov. Tieto pedotopy však sú vzájomne prepojené tesnými horizontálnymi väzbami. Najčastejšou príčinou je meniaci sa

⁶ V súčasnosti je pre potreby aktualizácie máp bonitovaných pôdnoekologických jednotiek pre najmenšiu plochu výrazne odlišných vlastností pôd stanovená hodnota 0,25 ha.

morfológia zemského povrchu a s ňou spojené zmeny v transportných procesoch (pohyb povrchovej alebo podzemnej vody, erózia alebo akumulácia materiálu atď.) alebo zmeny topoklimatických charakteristík súvisiace s orientáciou svahov.

Georeliéf sa dominantne prejavuje pri vzniku **svahových pôdných katén**. V tomto prípade pôdne katény reprezentujú zákonitý sled pôd na svahu, od jeho temena až k jeho úpätiu vytvorený jednosmernými svahovými transportnými procesmi. Pôdne katény na jednoduchých svahoch reprezentujú jednotlivé nanopedochóry. Na nakreslenom profile (obr. 6) vidíme dve odlišné pôdne katény jednu na severnom a jednu na náprotivnom južnom svahu.



Obrázok 6 Pôdne katény na južnom (I.) a severnom (II.) svahu úvaliny

Vysvetlivky: A – humusový horizont, Bv – kambický horizont, E – eluviálny horizont, Bl – iluviálny horizont, Omh – mačínový hygriický horizont (pokrývkový horizont), Bg – mramorovaný horizont, C – pôdotvorný substrát, R – pevná hornina

Dá sa predpokladať, že odlišných katén na daných svahoch, ktoré reagujú na zmeny morfológie svahu, bude podstatne viac. Nanopedochóry reprezentované týmito katénami môžeme spojiť do **mikropedochóry** južného a mikropedochóry severného svahu, t. j. do pedogechór vyššieho rádu. Za ďalšiu mikropedochóru môžeme považovať centrálnu, dnovú časť na obr. 6 ako i obe vrcholové časti svahov s naznačeným pokračovaním v podobe vrcholových plošín. Spojením centrálnej dnovej mikropedochóry a mikropedochór okolitých svahov a na ne nadväzujúcich mikropedochór vrcholových plošín dostaneme mezogechóru a teda aj **mezopedogechóru**, ktorá bude charakterizovať uzavretý systém cirkulácie povrchovej vody a sedimentov, do ktorého nemôže prúdiť voda zo susedných areálov. V prípade, že by sme si zvolili profil podobného tvaru ako na obr. 6, ktorý by však bol zobrazený v menšej mierke, s veľkou pravdepodobnosťou by to na území Slovenska nebol profil suchou (neprietočnou) úvalinou, ale centrálnou časťou profilu by pretekal vodný tok, ktorý vytvára vlastnú nivu. Dnovú geochóru by sme v tomto prípade už mohli zaradiť medzi

mezogeochóry, rovnako ako susedné svahové geochóry spojené s geochórami svahov a na nich nadväzujúcich vrcholových plošín. Pri formovaní mezogeochóry riečnej nivy sú dominantné väzby v smere prúdenia vodného toku. Transportné procesy kolmé na tento smer, ktoré prebiehajú v rámci oboch mezogeochór okolitých svahovitých oblastí ovplyvňujú charakter týchto väzieb len sekundárne, napr. prostredníctvom vplyvu na zmeny prietoku alebo zmeny množstva unášaných splavenín. Napriek tomu sú to mezogeochóry, ktoré spolu vytvárajú neopakovateľnú **makrogeochóru** riečneho povodia. Uvedený príklad je len jeden z mnohých pohľadov na členenie geografického priestoru v rámci chórickej až regionálnej geografickej dimenzie.

V zmysle teórie geografických dimenzií (Mičian, 2008) sa zgrupovaním pedochór nadväzujúcich hierarchických úrovni môžeme postupne prepracovať k priestorovým pôdnym jednotkám regionálnej dimenzie a ich ďalším zgrupovaním až k jednotkám planetárnej dimenzie. Takými jednotkami sú napr. pôdne areály na pôdných mapách kontinentov alebo sveta.

V dôsledku zmien stavov jednotlivých geosfér súvisiacich so zmenou polohy vzniká na danom území vždy jedinečné usporiadanie priestorových *zložiek* subsystému pedosféry. Každý pôdny areál na mape, ktorý predstavuje pedotop, či pedochóru ako jednu zo *zložiek* subsystému pedosféry študovanej na danej rozlišovacej úrovni je jedinečnou a neopakovateľnou priestorovou pôdnou jednotkou. Vďaka svojmu umiestneniu, tvaru a pôdnym charakteristikám sa líši od ostatných pedotopov resp. pedochór. Pôsobením zákonitostí priestorovej diferenciácie pedosféry na danom mieste sa toto jedinečné usporiadanie môže vyznačovať charakteristickou organizáciou. Susedné pedotopy/areály sa môžu významne alebo len mierne odlišovať svojimi pôdnymi vlastnosťami (**kontrastnosť pôdnej pokrývky**). Viac areálov v danom území môže mať podobné pôdne vlastnosti a preto ich môžeme zaradiť do tej istej elementárnej jednotky pôdnej klasifikácie (malá **rozdrobenosť pôdnej pokrývky**). Môžu sa opakovať areály, ktoré sa vyznačujú určitým stupňom geometrickej podobnosti (napr. kruhové, oválne alebo pásové). Tieto areály sa môžu zgrupovať do zložitejších geometrických štruktúr a vytvárať geometrické vzory/patterny (napr. koncentrický, mozaikový alebo pásový vzor). Teritoriálna organizácia pedosféry sa tak môže prejavovať vo forme menšej alebo väčšej miery heterogenity pôdnej pokrývky študovanej na danej rozlišovacej úrovni. Priestorová heterogenita, t. j. **štruktúra pôdnej pokrývky** sa dá opísať z rôznych hľadísk. Výsledkom rozdrobenosti a kontrastnosti je **zložitosť** pedosféry. Zložitosť je stavovou veličinou pedosféry, ktorú môžeme vyjadriť pomocou stupňa entropie.

V rámci rôznych území môže jedinečné usporiadanie pedotopov alebo pedochór jednotlivých rádo, nadobúdať charakter podobnej teritoriálnej organizácie. Táto vlastnosť organizácie pedosféry sa dá vysvetliť jedine zákonitým pôsobením prírodných podmienok na pôdu a tým i zákonitými zmenami v priestorovej diferenciácii pedosféry.

Pri štúdiu zákonitosti priestorovej diferenciácie pedosféry v rámci jednotlivých geografických dimenzií bude pre nás dôležitou hranicou rozdiel medzi dominantnosťou vplyvu makroklimatických, prípadne mezoklimatických charakteristík a ostatných geografických podmienok na pôdu. Na základe takto zatriedených charakteristík rozdeľujeme

3 Hierarchické úrovně pôdných teritoriálnych komplexov

zákonitosti priestorovej diferenciácie pedosféry na **zonálne** (podmienené bioklimaticky), **intrazonálne** (častočne podmienené bioklimaticky) a **azonálne zákonitosti** (nepodmienené bioklimaticky). Pôsobením týchto zákonitostí vznikajú **zonálne, intrazonálne a azonálne pôdy**. Zaradenie pôd do týchto skupín však nemusí byť vždy jednoznačné⁷.

⁷ Niektorí pôdoznalci medzi azonálne pôdy zaraďujú len veľmi mladé nevyvinuté (iniciálne) pôdy, ako sú arenosoly, leptosoly, regosoly a fluvisoly.

4 Charakter mozaiky, komplexov, asociácií a zonálnosti pôdy

V súlade s charakteristikou geografických dimenzií podľa Mičiana (2008), ktorý vychádzal z názorov nemeckých geografov (Neef, 1963; Neef a kol., 1973) existuje päť základných hierarchických úrovní teritoriálnych komplexov. Najnižšia úroveň je **topická** (v gréčtine „miestna“). Za ňou nasleduje **chórická** (v gréčtine „priestorová“). Stredná je **regionálna** (oblastná)⁸, za ňou nasleduje **subplanetárna** (kontinentálna) a najvyššia je **planetárna** (globálna).

Jednotky každej dimenzie sú úzko späté s priestorom, v ktorom sa nachádzajú. Prejavuje sa to ich zobrazovaním na mapách rôznej mierky. Najmenšiu plochu v priestore zaberá **tessera**. Tessera je najmenšia geografická výskumná plocha. Tessera realizovaná za účelom mapovania pôd reprezentuje pedon. Pedon najčastejšie zaberá plochu od 1 m² do 10⁴ m². Pedony sa nemapujú alebo sa mapujú len veľmi zriedkavo (pozri obr. 12) pretože ich areály sa dajú zobraziť len v mierkach plánov (M = 1 : 200 až 1 : 500) alebo máp najväčších mierok (M = 1 : 1 000 prípadne 1 : 5 000). Z tohto dôvodu sa tessera, resp. pedon v odbornej literatúre neetablovali ako jednotky geografickej dimenzie. Susedné pedony sa môžu líšiť len minimálne niektorými fyzikálnymi, chemickými alebo biologickými vlastnosťami. V takomto prípade vytvárajú polypedony, ale ani polypedony ako základné prirodzené pôdne jednotky sa z praktických dôvodov nestali jednotkami topickej geografickej dimenzie.

Na väčšom území sa jednotlivé zložky fyzickogeografickej sféry organizujú do geotopov. Na tejto úrovni sa pôdne areály zachytávajú na mapách v mierkach 1 : 5 000 a 1 : 10 000 v podobe elementárnych pôdných jednotiek (pedotopov) a nimi vytvorených **pôdných komplexov**. **Pôdne asociácie**⁹ reprezentujú pôdy v mezopriestore. Tieto pôdne areály o rozmeroch niekoľko desiatok až stovák tisícov hektárov sa spravidla zachytávajú na mapách v rozpätí mierok 1 : 25 000 až 1 : 100 000. Pôdne asociácie už môžu odzrkadľovať nielen charakter miestnej pôdnej pokrývky ale aj regionálne pôdne pomery a sú vytvárané súbormi pôdných komplexov podobných vlastností. Pôdne asociácie sa zoskupujú v rámci nanopedochór, mikropedochór a mezopedochór. Mezochóry sú jednotky geografického priestoru, ktoré už môžu reprezentovať povodia alebo pahorkatiny, kotliny, vrchoviny a predhoria. V tejto dimenzii geografického priestoru sa začína prejavovať predhorská zonálnosť alebo vertikálna stupňovitosť kotlín. Subplanetárne, resp. regionálne geografické komplexy sa zachytávajú na mapách malých mierok. Tomu zodpovedá aj podrobnosť mapovaných pôdných jednotiek. Na základe týchto údajov je už možné interpretovať prejavy zákonitosti makropriestorového usporiadania pedosféry. Tieto prejavy sú výsledkom predovšetkým bioklimaticky podmienených vplyvov, ktoré sa prejavujú v diferenciácii pôdnej pokrývky až na rozsiahlych územiach. Z jednotlivých zákonitostí to je najmä výšková

⁸ Termín *regionische Dimension* (Neef, 1963) preložil Mičian (2008) ako *regionická dimenzia*.

⁹ Pôdnu asociáciu môže tvoriť jeden pôdny typ alebo pôdy jednej referenčnej skupiny alebo viac príbuzných pôdných typov alebo pôd viacerých príbuzných referenčných skupín s dominantným pôdnym typom alebo referenčnou skupinou pôd.

stupňovitost' (zonálnosť) pôd a provincionálnosť pôdneho krytu. V rámci celoplanetárneho priestoru Zeme sa naplno prejavujú globálne planetárne zákonitosti rozšírenia pôd. Ide predovšetkým o horizontálnu zonálnosť pôd. V tejto dimenzii sa zobrazujú len taxóny, ktoré vyjadrujú základné klasifikačné jednotky pedosféry: referenčné skupiny, triedy textúry, stupne antropizácie a pod. Prehľad členenia taxónov jednotlivých geografických dimenzií je uvedený v tab. 1.

Tabuľka 1 Členenie pôdných taxónov v rámci geografických dimenzií

Geografická dimenzia	Jednotka	Priestor	Štruktúra	Príklad	
	tessera	nano	mozaika	záhrada	typologické priestorové jednotky
topická	pedotop	mikro	komplex	časť parku	
chórická	nano-/mikro-/mezopedochóra	mezo	asociácia	katéna pôd, predhorie s prejavom predhorskej zonality	
regionálna	makropedochóra, stupeň	makro	výšková stupňovitost'	južné svahy Himalájí	individuálne priestorové jednotky
subplanetárna, planetárna	pásmo	mega	horizontálna zonálnosť	Východo-európska nížina	

Typy vnútornej štruktúry jednotlivých taxónov geografických dimenzií sú významným faktorom ich identity a konštrukcie. Podľa Mičiana (2008) sú geotopy a teda aj pedotopy **prísne monomorfné** ako aj **monomorfné**, **polopolymorfné** a **polymorfné**. Rozdiely vnútornej štruktúry sú v podobnosti a rozdielnosti jednotlivých vlastností pôdy: typu, subtypu, variety, formy, textúry a pôdotvorného substrátu. Prísne monomorfné pedotopy majú všetky tieto vlastnosti rovnaké. V monomorfnom pedotope je len jedna vlastnosť odlišná, napr. textúra. Polopolymorfné pedotopy majú dve rozdielne vlastnosti.

Pre taxóny geografických dimenzií sú charakteristické aj ďalšie morfológické znaky ako je napr. zreteľnosť ich hraníc, tvar a forma. Hranice jednotlivých taxónov geografických dimenzií sú vo všeobecnosti ľahko alebo ťažšie identifikovateľné. Zreteľnosť hraníc na úrovni jednotlivých dimenzií môžeme označiť ako ostrú, výraznú, neostrú a plynulú. Na topickej úrovni to poukazuje napr. na prepojenosť pedotopu s okolitými susednými pedotopmi podmienenú intenzitou zmien v charaktere reliéfu, vegetácie, horniny, hydrologických pomerov, mikroklimy alebo vplyvu človeka. Na území mikropedochóry, ktorá môže zaberat' aj územie administratívnej jednotky, napr. katastrálne územie alebo sídlo, môžu byť pôdy výrazne antropogénne ovplyvnené. V týchto prípadoch sú hranice pôdných taxónov často ostré a výrazné. Prevalu neostrých hraníc zaznamenávame pri vyčleňovaní taxónov kontinentálnych a planetárnych geografických dimenzií. Planetárna dimenzia zahŕňa rozsiahle fyzickogeografické komplexy, ktoré sa prejavujú ako charakteristické prírodné planetárne ekosystémy. Súčasťou konkrétneho planetárneho fyzickogeografického komplexu

sú rozdielne referenčné skupiny pôd, triedy ich textúry a pôdotvorné substráty. Preto sú hranice pôdných taxónov na mapách malých mierok často odvodené od hraníc ekosystémov, horninového podložia, charakteru reliéfu alebo rozdielných klimatických podmienok.

Zachytenie pôdnej pokrývky v mape pedotopov, pomocou pôdneho prieskumu v rámci tessera má jednoznačne najprísnejšie kritéria na zoskupenie jednotlivých subtypov, textúry, variantov a foriem pôd. Pri mapovaní netreba zabúdať na to, že pedotop je tvorený polypedonmi resp. **pedomermi** (pôdna zložka geomeru). Koncept geomeru, s ktorým sa môžeme stretnúť v nemeckej literatúre, vychádza z toho, že v rámci geotopu existujú malé mimoriadne homogénne areály, ktoré však nemapujeme, aj keď o nich vieme. Vyplýva to z toho, že mapa je modelom, teda vždy určitým zjednodušením reality.

Pedochóry sa zobrazujú na mapách v podobe pôdných asociácií. Pôdne asociácie majú zreteľnejšie tvary a formy vzájomných vzťahov. Vznik pôdných asociácií je podmienený predovšetkým nerovnomerným rozložením zrážok, členitosťou terénu, rôznym horninovým zložením alebo antropizáciou územia. Tvar týchto pôdných zoskupení môže byť škvrnitý, mozaikový, pásový, koncentrický, vencový, stupňovitý, kopírujúci reliéf, výbežkovitý, štvorcový, obdĺžnikový atď.

V rámci regionálnej a planetárnej geografickej dimenzie sú mapované tvary a formy pôdných zoskupení (štruktúr) vo väčšej miere zastúpené pásmi alebo zónami (horizontálna zonálnosť, výšková stupňovitosť, provincionalnosť), prípadne aj škvrnitosťou a vencovitosťou (členitosť terénu, hydromorfnosť, substrátové podmienky). Kritériá pre ich ohraničenie sú oveľa subjektívnejšieho charakteru a viac závisia od zvolenej metódy tvorby pôdných máp kontinentov a pevniny celej našej planéty ako od reálnej diferenciácie pôdných vlastností na tejto úrovni geografického priestoru.

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

Diferenciácia pôdných vlastností v nanopriestore, mikropriestore a mezopriestore bude prezentovaná príkladmi. Pri opise morfológie a stratigrafie jednotlivých pôdných profilov uvedených v ďalšom texte boli aplikované postupy podľa príručky Čurlík a Šurina, 1998, pričom farby pôdnej hmoty boli určené v súlade s tabuľkami podľa Oyama a kol. (1967). Analýzy pôdných vzoriek boli realizované podľa príručiek Hraško a kol. (1962) a Fiala a kol. (1999), podľa ktorých sa hodnotia aj dosiahnuté výsledky jednotlivých rozborov. Klasifikácia pôdných typov, druhov a pôdotvorných substrátov bola realizovaná podľa morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska (Societas pedologica slovacae, 2014).

V **nanopriestore** je pôda reprezentovaná úrovňou pedonov, polypedonov alebo pedomerov. Tieto pôdne jednotky dosahujú rozmery od 1 až 10 m² do 10⁴ m². Tieto rozmery sú však len orientačné nakoľko polypedony alebo pedomery môžu presiahnuť výmeru 1 ha. Pre charakteristiku týchto pôdných jednotiek postačuje často len niekoľko pôdných profilov opísaných vo vykopaných jamách, prípadne dostatočne hlboké vrty pôdnym vrtákom. Ich hranice sú niekedy viac, niekedy menej zreteľné i napriek tomu, že morfológické, fyzikálne alebo chemické vlastnosti pôdy sú jednoznačne identifikovateľné. Najzreteľnejšie hranice bývajú pri pôdných areáloch, ktorých pôdy sú ovplyvnené predovšetkým rôznymi pôdotvornými substrátmi alebo človekom, menej zreteľné sú pri zmene charakteru reliéfu, vodného režimu alebo bioty. Mikroklimatické podmienky vytvárajú osobitný režim v nanopriestore len veľmi zriedkavo.

Pre osobitnú pôdu najmenšieho výrezu pedosféry (pedon) je typická neopakovateľnosť podmienok. Neopakovateľné pôdne podmienky sú závislé od stavov jednotlivých geosfér. Čiastkové geosféry pôsobia na pôdu na danom mieste spoločne ale vplyv niektorých z nich alebo ich kombinácií môže byť dominantnejší. Takéto kombinácie môže predstavovať napr. pôdotvorný substrát + vodný režim, mikroklima + biota, reliéf + pôdotvorný substrát, reliéf + vodný režim, pôdotvorný substrát + vodný režim + rastlinstvo, rastlinstvo + vplyv človeka, a pod.

Pôdu v nanopriestore študujeme na výskumnom bode (tessere) pomocou vrtov, zriedkavejšie pomocou hlbokých jám. Najlepšie sa priestorová diferenciácia pôdných vlastností študuje na líniových odkryvoch vzniknutých napr. pri hĺbení trasy ropovodu, vodovodu, káblov alebo inej drobnej infraštruktúry. Pomáhajú tiež erózne ryhy, pieskoviská, hliniská, kameňolomy a iné prírodne a antropogénne podmienené odkryvy.

Pre detailné hodnotenie pôdy treba fyzikálne a chemické analýzy urobiť najmenej z piatich pôdných sond, pričom jeden odber pôdných vzoriek má charakterizovať príslušnú lokalitu a štyri odbery vo vrcholoch štvorca s ťažiskom v tomto bode okolitú pedosféru. Variabilita pôdných vlastností na malom ohraničenom priestore sa prejavuje v podobe **pôdnej mozaiky**. Technicky ju pre daný účel môžeme zachytiť v plánoch alebo na mapách

najväčších mierok. Vychádzame pritom z pôdnych vlastností zistených na výskumnom bode (tessere). Tie môžeme vyjadriť v priestore pomocou extrapoláčnych metód.

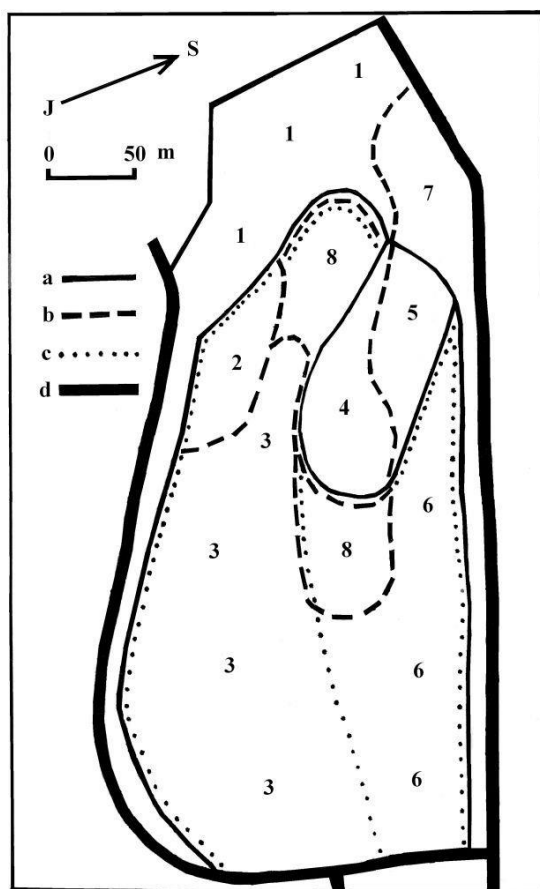
Mikropriestor (topická geografická dimenzia prvého rádu) nemá presne definované hranice. Vyplýva to z nejednoznačného chápania nanopriestoru a mezopriestoru. Taxonomické pôdne jednotky v topickej geografickej dimenzii (pedotopy) sú zobrazované v mapách veľkých mierok. Keďže už ide o geografickú dimenziu pôdne mapy, ktoré zachytávajú diferenciáciu pôdnej pokrývky v topickej dimenzii, sú výstupom procesu, ktorý označujeme ako **detailné** pôdne mapovanie. Veľkosť mapovaného územia môže byť rôzna, môže predstavovať, napr. celé katastrálne územie alebo jeho časti, minimálne však 0,2 ha (pozri najmenšie rozmery pedotopov v kapitole 3), najčastejšie však ide o územie v rozsahu od 1 do 100 ha (10^4 až 10^6 m²).

Pedotopy sú tvorené súborom polypedonov príbuzných vlastností a mali by byť obkolesené odlišnými polypedonmi. Aj keď takéto usporiadanie časti pedosféry existuje, predsa však prevládajú zmeny pôdnych vlastností, ktoré nie sú náhle ale postupné a teda hranice medzi jednotlivými pedotopmi sú nevýrazné. Vyplýva to z hladkého priebehu stavových veličín jednotlivých parciálnych geosfér. Tieto v priestore nadobúdajú charakter matematických polí so zriedkavým výskytom hrán. Preto hranice vo vnútri týchto polí, ktoré v tomto prípade môžeme nazývať **geografickými poliami**, mimo týchto hrán je obvykle nutné určiť intuitívne. Segmentácia geografických polí nie je jednoznačne definovateľný proces. Umelé stanovovanie hraníc na základe určených kvantitatívnych hodnôt spojíte sa meniacich sledovaných parametrov často nie je šťastným riešením. Vyplýva to zo vzájomného komplexného pôsobenia jednotlivých geosfér, kde jedna alebo niekoľko vytipovaných a sledovaných vlastností nemôže vystihnúť celkovú zložitosť ich synergetického pôsobenia. Toto tvrdenie platí pre všetky geosféry pedosféru nevynímajúc.

Z uvedeného vyplýva, že v priestore existujú zákonité rady pôd, v rámci ktorých sa pôdy jedných vlastností postupne transformujú do pôd iných vlastností¹⁰. Tieto rady pôd v rôznych dimenziách geografického priestoru vytvárajú plošné pôdne komplexy rôznych hierarchických úrovní. Takto, v súlade s teóriou geografických dimenzií ich nazvali Gerasimov a Glazovskaja (1960). **Líniová pôdna katéna** (Buschnell, 1942; Milne, 1935; Vageler, 1940), nazývaná tiež **topografickým radom pôd** (Rode, 1955) charakterizuje vzájomnú spolupatričnosť odlišných pôdnych taxónov topickej geografickej dimenzie. Nevylučujú sa ani taxóny ostatných geografických dimenzií. Topografický rad pôd je lineárne zistiteľný a predstavuje reálne existujúce zákonité pôdne kontinuum. Reálne rady pôd si môžeme zjednodušiť a tak vytvoriť geografický model, ktorý bude znázorňovať premeny pôdy v krajine podmienené georeliéfom, horninovým podložím, vodou, organizmami, klímou a pôsobením človeka. Spočiatku bol pojem pôdnej katény chápaný v zmysle užšie chápanej svahovej katény z kapitoly 3. Aby nedochádzalo k nejednoznačnosti pri používaní pojmu katéna namiesto pojmu líniová pôdna katéna budeme v ďalšom texte používať pojem topografický rad pôd.

¹⁰ Poznáme už pôdne katény podmienené svahovými procesmi uvádzané v kapitole 3.

Nehomogénne/nečisté pôdne komplexy sa v pedologickej praxi často plošne zobrazujú na mapách ako **pôdne okrsky**. V rámci pôdných okrskov je vyjadrené percentuálne zastúpenie jednotlivých rôznorodých pôdných predstaviteľov. Takto môže pôdny okrsk nadobudnúť signatúru $8 \text{ KTf}^{\text{csg}} + 1 \text{ FMm}^{\text{c}} + 1 \text{ U}$, čo znamená, že pozostáva z 80 % z kultizeme fluvizemnej, karbonátovej, záhradnej, rigolovanej, z 10 % fluvizeme modálnej karbonátovej a z 10 % zastavanej plochy chodníkmi a odpočívadlami. Takéto zloženie pôdnej pokrývky môžeme nájsť v Sade Janka Kráľa v Bratislave-Petržalke (Bedrna, 1995). Príklad pôdných okrskov, ktoré predstavujú pôdny komplex na ploche 12,65 ha ($12,65 \cdot 10^4 \text{ m}^2$) je na obr. 7 a príslušné topografické rady pôd v smere Z – V a SZ – JV sú na obr. 8.



Obrázok 7 Pôdne okrsky v Sade Janka Kráľa v Bratislave (Bedrna, 1995)

Vysvetlivky:

1 – $8\text{ANz}^{\text{cz}} + 2\text{U} + \text{h} + 1\text{b}$, 2 – $8\text{KTf}^{\text{csg}} + 1\text{FMm}^{\text{c}} + 1\text{U} + \text{h} + 2\text{a}$, 3 – $8\text{KTf}^{\text{csg}} + 1\text{FMm}^{\text{c}} + 1\text{U} + \text{ph} + 2\text{a}$, 4 – $9\text{KTf}^{\text{csg}} + 1\text{U} + \text{h} + 2\text{a}$, 5 – $9\text{KTf}^{\text{csg}} + 1\text{U} + \text{ph} + 2\text{a}$, 6 – $8\text{KTf}^{\text{csg}} + 1\text{FMm}^{\text{c}} + 1\text{U} + \text{ph} + 2\text{c}$, 7 – $8\text{ANz}^{\text{cz}} + 2\text{U} + \text{ph} + 1\text{b}$, 8 – $8\text{KTf}^{\text{csg}} + 1\text{FMm}^{\text{c}} + 1\text{U} + \text{h}/\text{ph} + 2\text{a}$;

Typ: KT – kultizem, FM – fluvizem, AN – antrozem, U – zastavaná plocha;

Subtyp: m – modálna, f – fluvizemná, z – regozemná;

Varieta a forma: c – karbonátová, g – záhradná, z – závažková, s – rigolovaná;

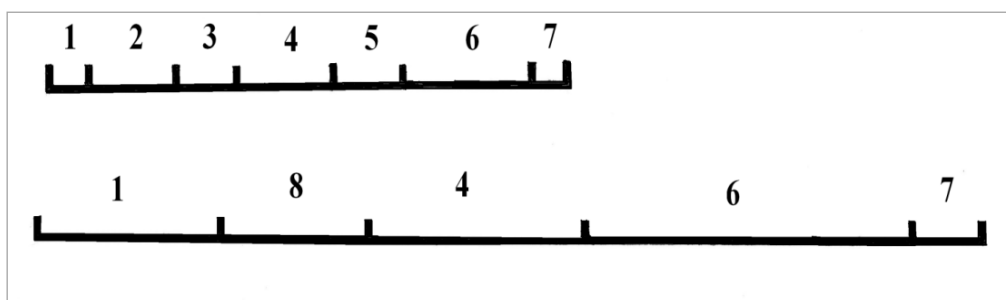
Pôdny druh: ph – piesočnatohlinitá, h – hlinitá, h/ph – zmena druhu v hĺbke 0 až 0,3 m a 0,3 až 0,6 m.

Pôdotvorný substrát: 2a – aluviálne sedimenty karbonátové ľahšie, 2c – aluviálne sedimenty karbonátové stredne ťažké, 1b – závažky, d – cesty.

Číslica pred označením pôdneho typu predstavuje zastúpenie pôdneho typu v desiatkach percent.

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

Na skúmanom území sa nachádzalo osem rôznych okrskov pôdnej pokrývky pozostávajúcich z kombinácií taxónov: typov, subtypov, druhov, variet, foriem a pôdotvorných substrátov.



Obrázok 8 Topografické rady pôd v Sade Janka Kráľa v Bratislave

Vysvetlivky:

Horný profil (rad) má smer Z – V, dolný profil (rad) má smer SZ – JV.

Čísla pozri pri obr. 7.

Pôdy v hornom rade: 1 – 2 – 3 – 4 – 5 – 6 – 7 a v dolnom rade: 1 – 8 – 4 – 6 – 7

Najvýznamnejším faktorom určujúcim rozdiely medzi pôdami v Sade Janka Kráľa v Bratislave je vplyv človeka. Človek tu výrazne zasiahol do pôvodného porastu lužného lesa v takej miere, že sa tu nachádzajú pôdne typy ako kultizem a antrozem, rigolovanie pôdy, ako aj antropogénny pôdotvorný substrát – zavážky.

5.1 Erózia pôdy

Atmosférické zrážky a vietor sú schopné v rámci svahovitého terénu vytvoriť komplexy zonálnych pôd (černozeme, hnedozeme, luvizeme) a azonálnych pôd typu regozem, ktoré sú erodované až po pôdotvorný substrát (viaty piesok, spraš). Príklad takéhoto komplexu na jednom oranom hone na Trnavskej pahorkatine dokumentujeme opisom piatich pôdnych profilov. Jeden bol v strede erodovanej menšej plochy o rozmeroch 24 m² a štyri profily boli po jeho stranách. Komplex pôd patrí do katastrálneho územia obce Zvončín, kde sa nachádza v nadmorskej výške 178 m, v 1/3 mierneho juhozápadného 8° svahu. Ťažiskový bod pôdneho komplexu má hodnoty geografickej šírky 48° 23' 49,3" a geografickej dĺžky 17° 29' 09,01".

Sonda č. 1 umiestnená v centrálnom bode eróziou devastovanej pôdy

Názov pôdy: *regozem kultizemná, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 25 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 8/3, náznakovito hrudkovitá, prachovitohlinitá, navlhnutá a karbonátová ornica má drobnú konzistenciu, prechod do pôdotvorného substrátu je ostrý a rovný
≥ 26 cm	Cc	farba navlhnutej karbonátovej spraše 10 YR 8/4, prachovitohlinitá zemina je kyprá a má nezreteľnú stĺpkovitú štruktúru

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

Sonda č. 2 umiestnená 20 m vľavo od sondy č. 1

Názov pôdy: *černozem kultizemná, hnedozemná, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 23 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 5/3, drobnohrudkovitá ornica, konzistencia kyprá, zrnitosť prachovitohlinitá, prechod do podornice rovný a zreteľný
24 – 70 cm	Am/Bt	farba navlhnutej zeminy 10 YR 4/4, zemina drobnohrudkovitá s kyprou konzistenciou, prechod do spraše je zreteľný
≥ 71 cm	Cc	farba navlhnutej prachovitohlinitej spraše 10 YR 8/3, kyprá zemina má náznak hrubo stĺpikovitej štruktúry, ojedinelý výskyt cicvárov

Sonda č. 3 umiestnená 20 m vpravo od sondy č. 1

Názov pôdy: *černozem kultizemná, hnedozemná, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 25 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 5/3, hrudkovitá ornica, konzistencia kyprá, prechod do podornice rovný a zreteľný
26 – 45 cm	Am/Bt ₁	farba navlhnutej podornice 10 YR 7/4, nevýrazná drobno polyedrická štruktúra a drobivá konzistencia zeminy, prechod do nižšieho horizontu je postupný
46 – 73 cm	Am/Bt ₂	farba navlhnutej zeminy 10 YR 7/6, zreteľná drobno stĺpikovitá štruktúra a drobivá konzistencia zeminy, prechod do spraše je ostrý
≥ 74 cm	Cc	farba navlhnutej spraše 10 YR 8/4, spraš má miestami stĺpikovitú štruktúru, ojedinelý výskyt cicvárov

Sonda č. 4 umiestnená 10 m pod sondou č. 1

Názov pôdy: *černozem kultizemná, hnedozemná, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 24 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 5/4, drobno hrudkovitá ornica, konzistencia kyprá, prechod do podornice rovný a zreteľný
24 – 36 cm	Am/Bt ₁	farba navlhnutej podornice 10 YR 5/4, drobnohrudkovitá štruktúra a kyprá až drobivá konzistencia zeminy, prechod do nižšieho horizontu je zreteľný
37 – 75 cm	Am/Bt ₂	farba navlhnutej zeminy 10 YR 6/5, drobno polyedrická štruktúra a drobivá konzistencia zeminy, prechod do spraše je ostrý
≥ 76 cm	Cc	farba navlhnutej spraše 10 YR 8/4, stĺpikovitá štruktúra a kyprá konzistencia spraše, ojediniele sa v nej nachádzajú cicváre

Sonda č. 5 umiestnená 10 m nad sondou č. 1

Názov pôdy: *černozem kultizemná, hnedozemná, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 25 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 5/3, náznakovo hrudkovitá štruktúra, konzistencia kyprá, prechod do podornice rovný a zreteľný
26 – 78 cm	Am/Bt	farba navlhnutej podornice 10 YR 7/3, drobno polyedrická štruktúra a drobná konzistencia zeminy, prechod do spraše je zreteľný
≥ 79 cm	Cc	farba navlhnutej spraše 10 YR 8/4, stĺpkovitá štruktúra a kyprá konzistencia spraše, ojedinelý výskyt cicvárov ¹¹

Tabuľka 2 Niektoré fyzikálne a chemické vlastnosti pôd komplexu černoze a regozeme na Trnavskej pahorkatine

Sonda č.	Hĺbka (cm)	Podiel frakcií (%)			Humus (%)	C _t (mg.kg ⁻¹)	N _{tot} (mg.kg ⁻¹)	C : N	CaCO ₃ (%)
		0,05 – 2 (mm)	0,002 – 0,05 (mm)	< 0,002 (mm)					
1	10 – 20	20,5	55,2	24,3	0,92	0,55	0,06	10	1,2
	40 – 50	16,1	71,1	12,8	0,28	0,16	0,03	5	25,2
2	10 – 20	16,2	66,0	17,8	1,34	0,78	0,07	10	0,0
	40 – 60	17,0	61,4	21,6	0,60	0,34	0,04	9	0,0
	80 – 90	13,8	68,6	17,6	0,29	0,17	0,02	8	16,0
3	10 – 20	21,6	62,5	15,9	1,17	0,09	0,09	10	0,0
	30 – 40	17,5	53,9	28,6	0,59	0,04	0,04	9	0,0
	50 – 70	19,9	50,4	29,7	0,53	0,03	0,03	10	0,0
	80 – 90	18,1	70,1	11,8	0,29	0,02	0,02	8	18,5
4	10 – 20	21,6	62,3	16,1	1,65	0,96	0,11	9	0,0
	25 – 30	17,5	54,0	28,5	1,60	0,93	0,07	13	0,0
	40 – 60	19,9	50,5	29,6	0,41	0,24	0,03	8	0,0
	80 – 90	18,1	60,1	21,8	0,26	0,15	0,03	5	22,4
5	10 – 20	17,8	66,3	15,9	1,21	0,60	0,06	10	0,0
	40 – 50	20,1	51,1	28,8	0,48	0,28	0,04	9	0,0
	80 – 90	18,9	61,0	20,1	0,24	0,14	0,02	7	17,0

C_t – organický uhlík, N_{tot} – totálny dusík

Z opisu pôdnych profilov a ich fyzikálnych a chemických vlastností (tab. 2) vyplýva, že ide o prachovité, slabšie humózne, odvápnené černoze, miestami silno degradované až transformované do regozemí. Orané černoze a hnedozeme slovenských sprašových pahorkatín sú určitú dobu v roku bez porastu a preto v prípade intenzívnych zrážkových udalostí podliehajú silnej vodnej erózii. Erózia pôdy je tu podporovaná aj vysušujúcim vetrom, ktorý z povrchu pôdy vyvieva jej jemnejšiu frakciu. Na svahoch sa v dôsledku vývoja pôd v týchto podmienkach tvoria svetlé fláky. Takto sa na tvorbe farebne kontrastných

¹¹ Indexy horizontov: Akp – kultivačný ornicev horizont, Am – molický horizont, Bt – iluviálny luvický horizont, Cc – substrátový karbonátový horizont.

štruktúr podieľa aj reliéf¹². Charakter atmosférických zrážok a vietor v spolupôsobení s reliéfom ale aj činnosťou človeka (orba) sú teda významné činitele, ktoré prostredníctvom procesov erózie pôdy vstupujú do miestnej pedogenézy.

Vodná erózia pôdy je celosvetový fenomén, ktorý výraznou mierou prispieva k degradácii poľnohospodárskych pôd. Úlohou pedogeografie nie je študovať podstatu erózie, a preto sa vodnou ani veternou eróziou ako prírodným fenoménom nebudeme zaoberať, ale nemôžeme obísť úlohu jednotlivých geosfér na vzniku erózných procesov. Nakoľko erózia je komplexný proces, na ktorého vzniku sa podieľajú väčšou alebo menšou mierou všetky geosféry, zaradili sme ju ako úvodnú podkapitolu. Najlepšie si pôsobenie jednotlivých geosfér môžeme priblížiť prostredníctvom erózných faktorov, ktoré vstupujú do rovnice straty pôdy (USLE – **U**niversal **S**oil **L**oss **E**quation (Wischmeier a Smith, 1978). Rovnica USLE bola odvodená empiricky na základe meraní straty pôdy na výskumných pozemkoch založených v 60-tych rokoch po celých Spojených štátoch amerických. Meraním množstva odnášanej pôdy na založených jednotkových pozemkoch a následnou regresnou analýzou bola odvodená závislosť erózie na šiestich faktoroch. Fyzikálna podstata rovnice USLE je aj po jej mnohých revíziách¹³ veľmi jednoduchá. Celková strata pôdy je počítaná ako súčin hodnôt jednotlivých erózných faktorov. Medzi erózne faktory, ktoré vstupujú do USLE patria:

R – faktor erózneho účinnosti dažďa,

K – faktor náchylnosti pôdy na eróziu (faktor erodibility),

C – faktor ochranného vplyvu vegetácie,

P – faktor vplyvu protierózných opatrení,

L – faktor dĺžky svahu,

S – faktor sklonu svahu.

V RUSLE sú faktory L a S nahradené komplexnejším topografickým faktorom, ktorý vyjadruje vplyv koncentrácie odtoku na zvýšenie erózie prostredníctvom špecifickej prispievajúcej plochy, t. j. plochy z ktorej sa povrchová voda môže akumulovať do daného miesta. Pri určitom zjednodušení si hmotnosť akumulovanej vody vynásobenú hodnotou sínusu sklonu svahu v danom mieste môžeme predstaviť ako zložku gravitačnej sily pôsobiacej v smere svahu. Ani takto poňatý topografický faktor však nemôže vyjadriť komplexný vplyv reliéfu na eróziu pôdy. Navyše denudačné procesy nespôsobujú len odnášanie materiálu z daného miesta ale i jeho ukladanie na inom mieste.

Faktor erózneho účinnosti dažďa, pri danej zrážkovej udalosti, môžeme vyjadriť ako súčin celkovej kinetickej energie dažďa a jeho maximálnej 30-minútovej intenzity. Výpočet faktora pre dané územie je veľmi náročný, pretože vstupné informácie je potrebné získať vyhodnotením ombrografických záznamov aspoň za 50-ročné pozorovacie obdobie.

¹² V prípade rovného nenakloneného povrchu pôdy by sa prejavoval len slabý účinok veternej erózie pôdy.

¹³ Dnes existuje niekoľko revidovaných rovníc Univerzálnej rovnice odnosu pôdy (RUSLE – **R**evised **U**niversal **S**oil **L**oss **E**quation).

Faktor náchylnosti pôdy na eróziu je najčastejšie odvodzovaný na základe textúrnych vlastností pôd. Najnižšiu hodnotu tohoto faktora majú ťažké pôdy, najvyššiu ľahké pôdy. Faktor ochranného vplyvu vegetácie ako aj faktor vplyvu protieróznych opatrení môžeme vyjadriť v rozsahu nula až jedna. V prípade hustého trávnatého porastu sa hodnota faktora ochranného vplyvu vegetácie blíži k hodnote nula, v prípade odkrytého povrchu pôdy, keď je pôda úplne zbavená vegetácie, napr. tesne po orbe, tento faktor nadobúda hodnotu jedna. Keďže charakter vegetácie vplýva na veľkosť tohto faktora, vo všeobecnosti platí, že čím je hustota vegetácie menšia tým väčšia je jeho hodnota. V tab. 3 je uvedená hodnota faktora ochranného vplyvu vegetácie pre niektoré kultúrne plodiny. Vysokú hodnotu faktora ochranného vplyvu vegetácie majú plodiny vysievané do riadkov napr. kukurica. Na kukuričných poliach, ale nielen na nich, v svahových polohách sa zvýšená intenzita erózie môže prejaviť v podobe stružkovej erózie. V tomto prípade sa na svahu môže vytvoriť sústava odtokových rýh (stružiek), ktoré sa objavujú po odnesení pôdnej hmoty v miestach s koncentrovaným odtokom. Odnesený pôdny materiál sa potom ukladá na úpätí svahu. Po každej intenzívnej zrážkovej udalosti sa tak mení detailná konfigurácia reliéfu a vzniká nová sústava stružiek a nepatrných elevácií uloženého pôdneho materiálu. Faktor ochranného vplyvu vegetácie samozrejme nepriamo závisí aj od klimatických podmienok daného územia. V aridných oblastiach, v ktorých sa udrží len skromná vegetácia, je hodnota tohto faktora zvyčajne vysoká. Protieróznymi opatreniami je možné hodnoty odnosu pôdy priblížiť takmer k nulovej hranici. Najlepšie výsledky je možné dosiahnuť terasovaním, vysádzaním zatrávnených pásov alebo striedaním pásov plodín z vyšším ochranným účinkom s plodinami s nižším ochranným účinkom, bezorbovým pestovaním plodín alebo oraním po vrstevnici.

Tabuľka 3 Faktor ochranného vplyvu vegetácie pre vybrané kultúrne plodiny (Pôdny portál, 2016)

Plodina	Hodnota faktora
trvalé trávne porasty	0,005
lucerna	0,02
pšenica ozimná	0,11
repka ozimná	0,22
zemiaky neskoré	0,44
kukurica na zrna	0,61
kukurica na siláž	0,72

Na silno rozčlenenom území Západných Karpát je vodná erózia veľmi rozšíreným a významným deštrukčným procesom. Podobne ako na Slovensku, tak aj inde v Európe, všade tam kde sa nachádzajú pahorkatiny a vrchoviny, je veľmi rozšírená (Zachar, 1960). Vodnou eróziou sú najviac postihnuté orné pôdy, ktoré sú časť roka bez porastu. Eróziou menej postihnuté sú trvalé trávnaté a lesné porasty.

Diferenciácia pôd na výškovo rozčlenenom, a teda vodnou eróziou postihnutom priestore, spočíva vo vzniku hlbšieho pôdneho profilu na chrbte, plytšieho na svahu

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

a v dôsledku akumulovanej pôdnej hmoty hlbšieho v úvaline. Túto všeobecne platnú zákonitosť dokumentujeme príkladom troch pôdných profilov svahovej pôdnej katény z katastrálneho územia obce Biňovce na Trnavskej pahorkatine.

Sonda č. 1 umiestnená na okraji chrbtovej plošiny (208 m n. m.)

Názov pôdy: *luvizem kultizemná, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 21 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 8/3, náznakovito hrudkovitá, prachovitohlinitá, navlhnutá a karbonátová ornica má drobivú konzistenciu, prechod do pôdotvorného substrátu je ostrý a rovný
22 – 37 cm	El	farba navlhnutej zeminy 10 YR 8/4 (sivá), lístkovitá až zliata štruktúra a drobivá konzistencia zeminy, viditeľné hrdzavé a čierne škvrny Mn a Fe
38 – 53 cm	E/Bt	farba navlhnutej zeminy 10 YR 7/6, tuhý eluviálno-iluviálny horizont s drobno prizmatickou štruktúrou a prachovitohlinitou zrnitosťou
54 – 120 cm	Bt	farba navlhnutej zeminy 10 YR 6/6, za sucha veľmi tuhý iluviálny horizont s hrubo prizmatickou štruktúrou, na agregátoch viditeľné náteky orientovaného ílu, okrúhle, pevné konkrécie Mn a Fe, zrnitosť prachovitohlinitá, ojedinelý výskyt kamienkov granitu, prechod do pôdotvorného substrátu postupný
≥ 121 cm	C	farba navlhnutej zeminy 10 YR 5/6, tuhá zemina so štrkom a kamienkami granitu, zliata, miestami nevýrazne prizmatická štruktúra, zrnitosť ílovitohlinitá

Sonda č. 2 umiestnená 30 m pod sondou č. 1 v strede 8° svahu juhozápadnej expozície (200 m n. m.)

Názov pôdy: *hnedožem kultizemná, luvizemná, erózna, prachovitohlinitá z eolickej spraše a svahovín*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 23 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 6/3 (sivohnedá), hrudkovitá ornica kyprej konzistencie, na hrudách poprašky vybieleného prachu, zrnitosť prachovitohlinitá, prechod do podornice ostrý, vodorovný
24 – 35 cm	(El)/Bt	farba navlhnutej zeminy 10 YR 6/4, za sucha pevná, za vlhka drobivá konzistencia zeminy s náznakom drobno prizmatickej štruktúry, zrnitosť prachovitohlinitá, slabá škvrnitosť, broky Fe a Mn, hranica horizontu je zreteľná
36 – 80 cm	Bt	farba navlhnutej zeminy 10 YR 7/6 (žltohnedá), hrubo prizmatická štruktúra zeminy, za sucha tuhá, za vlhka slabo lepivá konzistencia, na hranách agregátov sú slabo zreteľné povlaky orientovaného ílu. Prechod do substrátu je zreteľný

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

≥ 81 cm	Cc	farba navlhnutej zeminy 10 YR 8/4 (sivožltá), sprašovitá zemina premiešaná s ojedinelými kamienkami granitu, zriedkavý výskyt žiliiek uhličitanov, zrnitosť prachovitohlinitá
---------	----	---

Sonda č. 3 umiestnená 30 m pod sondou č. 2 v úvaline (195 m n. m.)

Názov pôdy: *hnedozem kultizemná, luvizemná, akumulčná, prachovitohlinitá z eolickej spraše a svahovín*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 24 cm	Akp	farba navlhnutej ornice 10 YR 6/3 (sivohnedá), drobnohrudkovitá až hrudkovitá ornica kyprej konzistencie, zrnitosť prachovitohlinitá, prechod do podornice je zreteľný
25 – 40 cm	Aoq	farba ochrického silikátového akumulčného horizontu 10 YR 6/3, kyprá konzistencia zeminy s hrudovitou štruktúrou a prachovitohlinitou zrnitosťou
41 – 55 cm	(El)/Bt	drobivá konzistencia zeminy s náznakom drobno prizmatickej štruktúry, prachovitohlinitá zrnitosť, broky Fe a Mn, postupný prechod do horizontu Bt
56 – 100 cm	Bt	farba navlhnutej zeminy 10 YR 7/6 (žltohnedá), hrubo prizmatická štruktúra zeminy, za sucha tuhá, na agregátoch zreteľné povlaky orientovaného ílu, prechod do pôdotvorného substrátu je zreteľný
≥ 101 cm	Cc	farba navlhnutej zeminy 10 YR 8/4 (sivožltá), zrnitosť prachovitohlinitá, sprašovitá zemina premiešaná s ojedinelými kamienkami granitu, zriedkavý výskyt žiliiek uhličitanov ¹⁴

Opis fyzikálnych a chemických vlastností pôdných profilov je uvedený v tab. 4.

Vodná erózia a poloha pôdy v teréne ovplyvnila intenzitu a hĺbku prieniku luvizemných pôdotvorných procesov (ilimerizácia). Zatiaľ čo luvizem na chrbte má dobre vyvinutý eluviálny vybielený horizont El, tento bol v pôde na svahu a v úvaline iba slabo vyvinutý (El)/Bt. Prejavilo sa to aj v pomere obsahu ílu (častice < 0,002 mm) v iluviálnom horizonte Bt a v eluviálnom horizonte El. Tento pomer má v prípade luvizeme hodnotu 2,5 zatiaľ čo v prípade luvizemných hnadozemí hodnotu viac ako o jednu pätinu menšiu. Pôda v úvaline a čiastočne aj na svahu sa vyznačuje väčším celkovým obsahom humusu v pôde, ktorého kvalita (väčšia hodnota pomeru uhlíka a dusíka (C : N)) je vo všeobecnosti v pôdach sprašových pahorkatín veľmi vysoká. Uhličitaný sú z pôdy aj z pôdotvorného substrátu na plochom chrbte vylúhované, čo je podmienkou pre spustenie procesu ilimerizácie spojeného s vertikálnym presunom ílu. V pôde na svahu aj v úvaline sa uhličitaný v pôdotvornom substráte vyskytujú, aj keď v podstatne menšom množstve v porovnaní s čistou sprašou¹⁵ s 18 % až 25 % obsahom CaCO₃. Vylúhovanie karbonátov z pôdy a pôdotvorného substrátu

¹⁴ Indexy horizontov: Akp – kultivačný ornicev horizont, Aoq – ochrický silikátový horizont, El – eluviálny luvický horizont, Bt – iluviálny luvický horizont, C – substrátový silikátový horizont, Cc – substrátový karbonátový horizont. Index v zátvorke = príznak horizontu.

¹⁵ Pôdotvorný substrát černoze a hnadoze.

na plošine chrbta je spojené s pomalším odtokom zrážkovej vody po povrchu a jej presunom smerom dolu v rámci pôdneho profilu. Preto odvápnené vrcholové polohy pahorkatín sú často porastené lesom, čo ešte viac bráni povrchovému odtoku zrážkovej vody. Na svahu veľká časť zrážkovej vody odtečie po povrchu a nevsiakne do pôdy. Na dno úvaliny sa tak dostáva stále nový pôdny materiál. Ide predovšetkým o jemnejšie častice odlučované z pôdnej hmoty pomocou kinetickej energie dažďových kvapiek dopadajúcich na povrch pôdy. Tieto častice sú po oddelení unášané povrchovou vodou tečúcou dolu svahom. Akumulácia humusovej zeminy je vzácnejšia. V rámci pahorkatín môžeme preto často po prudkom daždi na dne úvalín pozorovať prúdy tečúcej vody zakalenej ílom, ktorá končí v najbližšom recipiente, napr. vo vodnom toku.

Tabuľka 4 Niektoré fyzikálne a chemické vlastnosti erodovaných pôd na Trnavskej pahorkatine

Sonda č.	Hĺbka (cm)	Podiel frakcií			Humus (%)	C _t (mg.kg ⁻¹)	N _{tot} (mg.kg ⁻¹)	C : N	CaCO ₃ (%)
		0,05 – 2 (mm)	0,002 – 0,05 (mm)	< 0,002 (mm)					
1	10 – 20	20,7	68,9	10,4	1,16	0,99	0,11	9	0,0
	25 – 35	17,9	70,5	11,6	0,59	0,34	0,04	9	0,0
	40 – 50	16,1	68,8	15,1	0,38	0,22	0,02	10	0,0
	60 – 80	22,0	52,1	25,9	0,31	0,18	0,02	10	0,0
	>120	31,8	35,3	32,9	0,15	0,09	0,01	14	0,0
2	10 – 20	26,8	54,5	13,7	1,46	0,85	0,08	10	0,0
	25 – 30	24,9	58,8	16,3	0,78	0,45	0,06	8	0,0
	60 – 80	16,1	55,8	28,1	0,40	0,23	0,02	11	0,0
	>100	20,3	57,5	22,2	0,24	0,14	0,01	14	2,8
3	10 – 20	17,9	68,7	13,4	1,65	0,96	0,11	9	0,0
	25 – 35	17,5	63,3	19,2	1,60	0,93	0,07	13	0,0
	40 – 50	18,6	66,2	15,2	0,41	0,24	0,03	8	0,0
	70 – 90	22,3	49,1	28,6	0,37	0,21	0,02	10	0,0
	>110	23,1	63,8	13,1	0,16	0,10	0,01	14	10,9

C_t – organický uhlík, N_{tot} – totálny dusík

5.2 Vplyv mikroklimy až mezoklimy

Pôsobenie mikroklimy alebo mezoklimy na pôdu sa prejavuje predovšetkým prostredníctvom pôsobenia vetra, odovzdávaného tepla po dopade slnečného žiarenia, snehu, ľadu, mrazu a dažďa. Vzťah medzi mikroklimou a pôdou je často veľmi nevýrazný alebo sa prejavuje iba nepriamo prostredníctvom vegetácie. Výraznejší je vplyv klimatických charakteristík na asociácie pôd v chorickej geografickej dimenzii. V tomto prípade štruktúru pôdnej pokrývky ovplyvňuje rad zákonitostí spätých s mezoklimatickými podmienkami sledovaného územia.

Pôsobenie vetra na pôdu sa prejavuje formou veternej erózie. Veterná erózia je intenzívna predovšetkým v oblastiach so silným veterným prúdením a riedkou vegetačnou pokrývkou. Najviac sú ňou postihnuté aridné alebo veľmi chladné oblasti ale i poľnohospodárske územia s prevahou ornej pôdy, kde polia sú na určitú časť roka úplne zbavené vegetácie. Na nížinách Slovenska je najspoľahlivejšou ochranou pred účinkami veternej erózie výsadba vetrolamov.

Slnčné žiarenie v závislosti od orientácie svahov a ich sklonu spôsobuje zmeny rastlinných spoločenstiev a prostredníctvom nich i charakter pôdotvorných procesov. Vznikajú tak odlišné zoskupenia pôd (obr. 6). Lokálne prehrievanie pôdneho prostredia sa najvýraznejšie prejavuje na silne skeletnatom (psefitickom) pôdotvornom substráte. Táto skutočnosť sa využíva vo vinohradníctve alebo pri zriaďovaní skalky v záhradách.

Vo fosílnych pôdach po ich odkrytí nachádzame občas i na území Slovenska a Maďarska mrazové klíny (Soil Atlas of Europe, 2005; Kalivodová a kol., 2002 a 2008). Sedimenty tu v ľadovej dobe podliehali kryoturbácii. Lokálne praskliny vytvárané ľadom a mrazom sa zaplňali naviatym pieskom, alebo sprašou v podobe širokých jazykov, ktoré siahali do hĺbky 1 až 3 m od povrchu terénu. Mráz a ľad sa na Slovensku podieľal aj v súčasnosti na tvorbe lokálnych pôdnych útvarov vo vysokohorských polohách Tatier akými sú napr. tufury alebo polygonálne a girlandové pôdy.

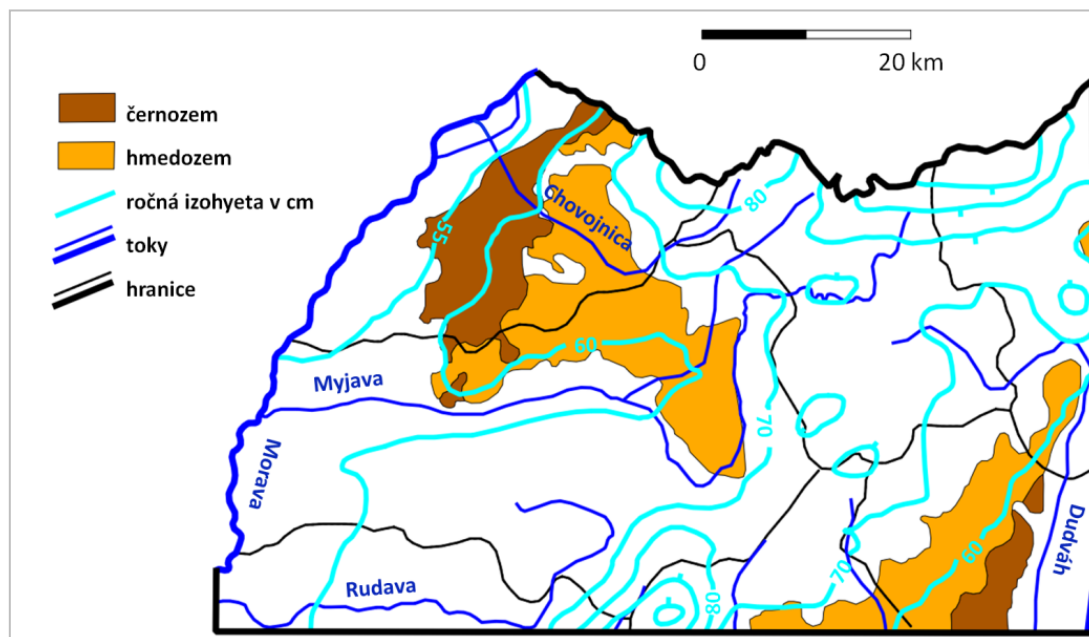
Dážď je významný pôdotvorný činiteľ, ktorý pôsobí priamo, alebo prostredníctvom rastlín a pôdnej vody na charakter pedotopov a pedochór. Dážď ako jeden z faktorov podieľajúci sa na erózii pôdy je opísaný v predchádzajúcej podkapitole. V tomto prípade ho budeme považovať za **pôdotvorný faktor**.

Orografia krajiny vplýva na mezoklimatické pomery v území. V oblasti na náveternej strane pohoria, akým sú napr. Malé Karpaty, naprší každoročne viac atmosférických zrážok ako v predhorí na záveternej strane. Dlhodobé pôsobenie takto rozložených zrážok sa v sprašovej oblasti na severozápadnej náveternej strane pohoria, v dosť širokej zóne, prejavilo vylúhovaním karbonátov z vrchnej časti pôdneho profilu, ktoré bolo nasledované miernym vertikálnym posunom ílu. Vytvoril sa tu rozsiahly areál hnedozemí. Na juhozápadnej záveternej strane je areál hnedozemí podstatne užší. Obidva areály hnedozemí v smere k pohoriu nadväzujú na areály luvizemí, kambizemí, pararendzín alebo rendzín. V smere k nívám Moravy a Dudváhu zase na areály černozemí. Šírka zón černozemí je limitovaná týmito nívami. Južne od rieky Myjavy sa dominantnými stali substrátové pomery. V klimatickej zóne hnedozemí sa tu vďaka uloženým kremitým pieskom vyvinula zóna regozemí (arenických) (obr. 9).

Aj keď vznik širšieho areálu hnedozemí na severozápad od Malých Karpát je určite podmienený silno rozčleneným pahorkatinným reliéfom a trochu väčšími nadmorskými výškami v rámci celej zóny hnedozemí, na juhovýchod od pohoria nemôžeme vylúčiť ani pôsobenie jeho bariérneho efektu. Zrážkový tieň, ktorý sa prejavuje zúžením zón rovnakých dlhodobých zrážkových úhrnov na záveternej strane Malých Karpát, čoho dôsledkom je i zúženie areálu hnedozemí, budeme považovať za **pôdotvornú podmienku**. Pôdotvorné činitele, teda všetko to, čo pôsobí na pôdu, si takýmto spôsobom môžeme rozdeliť na

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

pôdotvorné faktory, ktoré majú hmotného nositeľa, a *pôdotvorné podmienky*, ktoré sú už viac menej len prejavom dlhodobého pôsobenia týchto hmotných faktorov.



Obrázok 9 Vplyv zrážkových úhrnov na rozšírenie černoziemí a hnedozemí v predhorí severných Malých Karpát (upravené podľa Granec a Šurina, 1999 a Priemerný ročný úhrn zrážok, 2015)

Dlhodobý priebeh tepelných pomerov (tepelný režim pôdy) a pohybu vody (vodný režim pôdy) v pôdnom profile, ktorý sa prejavuje v podobe hydrotermického režimu pôdy je veľmi dôležitou pôdotvornou podmienkou.

Tepelný režim vrchných vrstiev pôdy môžeme charakterizovať prostredníctvom radiačnej bilancie. Na zemský povrch dopadá priame a rozptýlené slnečné žiarenie, ktoré odovzdáva teplo prízemnej vrstve atmosféry. Najviac tepla sa uvoľňuje pri kolmom dopade priameho slnečného žiarenia. Určitá časť priameho a rozptýleného slnečného žiarenia sa prostredníctvom odrazeného žiarenia dostáva späť do atmosféry. Časť tepla zemský povrch stráca efektívnym vyžarovaním. Radiačná bilancia je okrem odrazivosti povrchu závislá predovšetkým od zdanlivej dráhy Slnka po oblohe (deklinácia¹⁶, zemepisná šírka), sklonu a orientácie reliéfu, chodu oblačnosti a trvania dňa a noci.

Vodný režim pôdy charakterizuje pohyb vody v pôde. Tento pohyb závisí od množstva vody, ktorá je k dispozícii na vsiaknutie do pôdy. Závisí od celkového úhrnu zrážok a straty zrážkovej vody výparom a povrchovým odtokom. Charakter vodného režimu pôdy ovplyvňuje smer pohybu vody a jeho trvanie v rámci pôdného profilu. Ovpľyňuje tak diferenciáciu pôdného profilu. Existujú tri základné typy vodného režimu: **priesakový** (premyvný), **periodicky priesakový** (periodicky premyvný) a **nepriesakový** (nepremyvný) vodný režim.

¹⁶ Výška Slnka nad rovinou rovníka.

Priesakový vodný režim je charakteristický tým, že príjem zrážkovej vody pôdou je väčší ako jej spotreba na výpar a desukciu (odvádzanie vody koreňmi), takže dochádza k prevlhčeniu pôdy aj materskej horniny, t. j. dochádza k dotácii podzemných vôd. Tento vodný režim sa podieľa na tvorbe komplikovanej stratigrafie pôdneho profilu. Typickým predstaviteľom pôd s týmto režimom je podzol.

Periodicky priesakový režim je charakteristický tým, že k prevlhčeniu pôdy, vrátane materskej horniny dochádza len niekedy. Tento režim môžeme ďalej rozdeliť na pravidelný periodicky priesakový režim (výskyt v danom ročnom období) a na nepravidelný periodicky priesakový režim (neviazaný na konkrétne obdobie). I periodicky priesakový režim sa môže podieľať na tvorbe komplikovanej stratigrafie pôdneho profilu. Typickým predstaviteľom pôd s týmto režimom je feozem.

Nepriesakový vodný režim je charakteristický tým, že nedochádza k dostatočnému prevlhčeniu pôdneho profilu. Tento režim môžeme ďalej rozdeliť na dva ďalšie režimy. Prvým je nepriesakový rovnovážny režim, pri ktorom je príjem zrážkovej vody pôdou rovný jej spotrebe na výpar a desukciu, takže nedochádza k prevlhčeniu materskej horniny. Typickým predstaviteľom pôd s týmto režimom je černozem. Druhým typom nepriesakového vodného režimu je nepriesakový nerovnovážny režim, pri ktorom je príjem zrážkovej vody menší ako je spotreba vody na výpar a desukciu. Zvláštnym typom nepriesakového vodného režimu je výparný režim, pri ktorom spotreba vody v pôde je dotovaná alochtónnou podzemnou vodou. Pri tomto vodnom režime dochádza k pohybu vody smerom nahor, čo umožňuje kapilárny zdvih vody. Typickým predstaviteľom pôd s týmto režimom je slanisko.

5.3 Vplyv mikroforiem reliéfu a geomorfologických procesov

Tvar zemského povrchu ovplyvňuje štruktúru pedosféry veľmi výrazne. Spolu s horninovým zložením je často rozhodujúcim činiteľom diferenciácie pôdnej pokrývky. Morfológia zemského povrchu je výsledkom pôsobenia endogénnych a exogénnych síl. Tento výsledok sa na danom mieste prejaví prostredníctvom formy, ktorá vytvára miestny reliéf. Reliéf ako forma je nehmotná veličina a preto ho zaradíme medzi pôdotvorné podmienky. Hmotný je len nositeľ tejto formy teda pedosféra resp. litosféra. Reliéf vplýva na jednotlivé zložky prírodného prostredia prostredníctvom svojich morfometrických parametrov. Sklon a orientácia reliéfu menia uhol dopadu slnečných lúčov na zemský povrch. V našich zemepisných šírkach najviac slnečnej energie dopadá na južné svahy. Východné a západné svahy by teoreticky mali byť rovnako teplé pretože na ne dopadá rovnaké množstvo slnečnej energie. Určité rozdiely tu ale spôsobuje oneskorené zvyšovanie a znižovanie teploty prízemnej vrstvy vzduchu počas dňa na západných svahoch. Orientácia svahu spôsobuje posuny v čase topenia snehu, čo sa významne prejavuje vo vysokohorských oblastiach. V Tatrách sa na severných stráňach môže toto obdobie presunúť až na koniec jari. Na nenaklonených elementoch reliéfu je minimalizovaný horizontálny pohyb pôdneho materiálu a vody. Dominuje tu vertikálny pohyb vody, teda jej vsakovanie do pôdneho profilu. Na naklonených elementoch reliéfu sklon a prostredníctvom neho aj konvexné formy normálovej

krivosti v smere spádových kriviek urýchľujú gravitačne podmienené procesy a tým aj povrchový odtok vody. Zvyšujú jeho kinetickú energiu i transportnú kapacitu. Konkávne formy normálovej krivosti v smere spádových kriviek naopak odtok spomaľujú. Konkávne horizontálne formy a v nich ležiace údolnice odtok sústredujú. Depresné konkávne polohy akumulujú vodu z celej svojej spádovej oblasti a nedovoľujú jej odtekať. Konvexné horizontálne formy odtok rozptyľujú. Chrbáticové polohy v rámci nich tvoria hranice odtokových oblastí. Prirodzene vytvorená alebo človekom pozmenená kostra reliéfu tak predurčuje systém spádových kriviek a tým i preferenčných trás odtoku vody a pohybu horninového materiálu. Kostru reliéfu preto môžeme považovať za významné vodidlo pri zisťovaní štruktúry pôdneho krytu (Jenčo a Pišút, 2011), ktoré je založené na nasledujúcej schéme:

Pôdy chrbáticových polôh vďaka urýchlenému odtoku v porovnaní s pôdami údolnicových polôh, do ktorých táto voda odteka budú suchšie a budú ochudobňované o pôdnu hmotu. V údolnicových polohách dôjde k akumulácii vodou transportovaného materiálu. Na svahoch sa budú nachádzať pôdy prechodných vlastností. Táto schéma je dokumentovaná svahovou katénou troch pôd z katastrálneho územia obce Biňovce na Trnavskej pahorkatine v podkapitole 5.1.

Väzby pôdných komplexov na jednotlivé elementy reliéfu vytvárajú aj iné vzťahy medzi zložkami prírodného prostredia a reliéfom. Dôležitá môže byť relatívna výška geomorfologickej formy nad inými formami. Ako príklad môžu poslúžiť modálne čiernice na mierne vyvýšenom agradačnom vale rieky a čiernice glejové z depresie medzi agradačným valom a riečnou terasou (Mičian, 1977). Všeobecne platí, že u nižšie ležiacich elementov reliéfu je zvýšená pravdepodobnosť väčšej blízkosti hladiny podzemnej vody k povrchu. Reliéf teda za určitých okolností môže významne ovplyvniť hydrotermický režim pôdy. Na tieto zmeny citlivo reagujú rastlinné spoločenstvá.

Na diferenciáciu štruktúry pôdneho krytu vplyvajú okrem erózie aj ostatné geomorfologické procesy viac alebo menej významne ovplyvňované reliéfom. Ide napr. o ostatné procesy svahovej modelácie (soliflukcia, zosuvy, prúdy rôzneho materiálu alebo skalné rútenia) alebo geomorfologickú činnosť riek. Tieto procesy prebiehajú v súčasnosti ale prebiehali aj v minulosti aj za iných podmienok ako sú dnešné podmienky. Vplyv týchto procesov na diferenciáciu pôdnej pokrývky okrem jej narušenia spočíva hlavne vo vytvorení akumulačných telies zložených z rôznych materiálov. Tieto po konsolidácii prevzali na seba úlohu pôdotvorných substrátov.

Morfológia zemského povrchu sa odráža nielen v intenzite erózných a denudačných procesov ale i v ich charaktere. Vzťahy medzi pôdami a ostatnými zložkami prírodného prostredia sú iné na rovinách, pahorkatinách a svahoch pohorí alebo na náhorných plošinách.

Rovinaté územia vznikli v dôsledku činnosti vodných tokov alebo povrchových vodných nádrží (jazier a morí). Najväčšie plochy slovenských nížin vyplňajú alúvia Dunaja a Bodrogu a ich prítokov. Menšie plochy rovín sa nachádzajú v nízko položených kotlinách: Košickej, Lučeneckej, Ipel'skej a Rimavskej. Na rovinách sa vyvinuli osobitné formy reliéfu ako sú meandrové korytá, agradačné valy, depresie ležiace za nimi a riečne terasy. Tieto

formy môžu byť narušené napr. eolickými uloženinami v podobe piesočnatých, zriedkavejšie prachových dún. Dôležitým faktorom pôsobiacim na vývoj pôd spolu s hladinou podzemnej vody, ktorá sa celoročne nachádza blízko pod povrchom, je aj pôdny druh (piesok, hlina, íl). Obidva tieto faktory sú čiastočne podmienené reliéfom. Vyvýšené agradačné valy, holocénne alebo pleistocénne terasy prípadne duny sú často vytvorené z piesku riečneho alebo eolického pôvodu. Ak duna, val, alebo terasa vyčnieva nad nivou o 1 alebo 2 m, začne sa tu vyvíjať regozem alebo iný typ terestrickej pôdy, ktorý vytvorí ostrovček uprostred fluvizemí nižšie ležiacej nivy vytvorenej z hlinitých až ílovitých fluviálnych sedimentov. V hlbších depresiách za agradačnými valmi alebo v depresiách ešte nevyplnených paleomeandrov sa na riečnej nive môžu vytvoriť ostrovčeky glejových pôd alebo organozemí. Na dlhodobejšie existujúcich terasách väčších vodných tokov smeruje vývoj pôd od pôvodných fluvizemí smerom ku pôdam s humóznejším povrchovým horizontom typu čiernica prípadne až k pôdnym typom terestrických zonálnych pôd ako je kastanozem, hnedozem a černoziem.

Na Slovensku sú veľmi pozoruhodné pochované piesočnaté duny na Východoslovenskej nížine, ktoré vyčnievajú z fluviálnych sedimentov. Súvisí to s tektonickým poklesom a postupným prekryvaním pôvodných pôd Východoslovenskej nížiny mladšími fluviálnymi sedimentmi. V Medzibodrockých pláňavách sa nachádzajú desiatky nižších a menších piesočnatých dún nekarbonátových eolických pieskov. V piesočnatých púšťach sú duny nestále, pohyblivé formy reliéfu, ktoré nie sú pokryté vegetáciou. Preto sa na nich typická pôda nemôže vyvinúť. Na stabilizovaných dunách Východoslovenskej nížiny sú však umiestnené vinice, sady, cintoríny prípadne časti miestnych sídiel (Kalivodová a kol., 2008).

S karbonátovými pieskami eolického pôvodu sa na Slovensku môžeme stretnúť v južnej časti novozámockého okresu. Karbonátové regozeme sa tu vyvinuli na piesčitých sedimentoch vyviatych z fluviálnych karbonátových uloženín Podunajskej nížiny v pleistocéne.

Veľmi pozoruhodným územím z pedogeografického hľadiska je Borská nížina s dunami z kremitých pieskov uloženými nad neogénnymi sedimentmi. Striedajú sa tu suché vrcholové polohy dún s vlhšími medzidunovými depresiami, kde pomerne stála hladina podzemnej vody môže byť veľmi blízko pri povrchu. Svahová katéna pôd tu môže byť tvorená radmi pôd akými sú napr. regozem, umbrizem a glej. V prípade depresií s väčšou zbernou oblasťou vody to môže byť regozem, umbrizem, podzol a glej. Výskyt umbrizemí v uvedenom rade pôd je podmienený kapilárnym vzliňaním vody až ku koreňovej zóne plytkokoreniacich tráv a bylín aj keď hladina podzemnej vody je hlbšie ako pol metra pod povrchom a zvodnená vrstva sa teda priamo nepodieľa na pedogenéze. Tvorí sa dostatok organickej hmoty, ktorý umožňuje akumuláciu humusu. Vývoj umbrizemí ale aj kambizemí a podzolov (Bublinec, 1974) je v podmienkach Borskej nížiny na rozdiel od prevažujúcich minerálne bohatších alúvií nížin podmienený veľmi kyslým pôdnym prostredím (kremité viate piesky a opad z monokultúr borovice čiernej (*Pinus nigra*)). Kambisoly a podzoly sa môžu vyvinúť aj na starších terasách riek vytvorených z minerálne chudobných fluviálnych sedimentov.

Pahorkatiny reprezentujú formy zvlneného reliéfu. Vyznačujú sa širokými zaoblenými chrbtami oddelenými od seba plytkými, spravidla suchými úvalinami, s výškovým rozpätím od 31 do 100 m. Na pahorkatinách sa často stretáme s vrstvami uložených spraš. Spraše sú eolické prachové pleistocénne sedimenty. V ľadových dobách v dôsledku chladného a suchého podnebia sa prachové častice, ktoré boli produktom mrazového zvetrávania premiestňovali prevažujúcim západným a juhozápadným veterným prúdením. Recentná sprašová pokrývka sa dochovala hlavne na mierne naklonených elementoch reliéfu slovenských pahorkatín. V podkapitole 5.1 boli uvedené dva komplexy pôd na Trnavskej pahorkatine zložené z černoziemí, hnedozemí, luvizemí a regozemí. Sú to najrozšírenejšie pôdy v rámci slovenských pahorkatín. Ani ich priestorová diferenciácia však nie je náhodná. Až na regozeme, ktoré sú viazané na strmšie svahové polohy, u zonálnych černoziemí, hnedozemí a luvizemí sa prejavuje väzba na množstvo vody, ktoré môže vsiaknuť do pôdneho profilu. Od množstva pôdnej vody totižto závisí intenzita vylúhovania a teda i možnosť spustenia procesu ilimerizácie. Tento proces sa spúšťa až po odvápnení pôdneho profilu. V rámci pahorkatín môžeme procesy, ktoré zabezpečujú zásobovanie vodou pozorovať v dvoch úrovniach. Prvú úroveň predstavuje distribučná sieť povrchovej vody, ktorá je ovplyvňovaná formami reliéfu. Tento prípad ilustruje pôdny komplex z katastrálneho územia obce Bíňovce na Trnavskej pahorkatine uvedený v podkapitole 5.1.

Druhú úroveň predstavujú zrážkové úhrny. Tie rozhodujú o tom, koľko vody sa dostane do povrchovej distribučnej siete. Diferenciácia dlhodobých zrážkových úhrnov sa však prejaví až na dostatočne veľkom území. I napriek tomu, že výškové rozdiely v rámci pahorkatín nie sú veľké ich mierne zvlnený reliéf spôsobuje zvýšenú turbulenciu vzduchu a tým v smere do vnútra, teda k najviac vyvýšeným častiam pahorkatiny i častejšie vypadávanie zrážok. Zrážkové úhrny na pahorkatinách sú preto o čosi väčšie ako v priľahlých nížinách. Miľkov (1953) prestal túto zákonitosť chápať ako zárodok, resp. slabý prejav vertikálnej zonálnosti a definoval ju ako zákonitosť, ktorá hovorí o tom, že vyvýšené a teda viac rozčlenené územia pahorkatín Východoeurópskej nížiny vedú severné prvky prírodnej krajiny a teda i pôdnej pokrývky na juh (**drobná výšková členitosť územia**). Na Slovensku si prejav tejto zákonitosti na Hronskej pahorkatine prvýkrát všimol Mičian (1965) a Mičian a Bedrna (1964).

Na svahoch pohorí na Slovensku prebiehajú intenzívne modelačné procesy. Pomerne časté sú soliflukčné procesy a deštrukčnejšie pôsobiace zosuvy pôdy. Soliflukcia je pomalý, zatiaľ čo zosuv je rýchly posun pôdy po svahu. V horskej krajine soliflukcia pôsobí desaťročia až storočia. Pri zosuvoch sa časť pôdnej pokrývky, často spolu s pôdotvorným substrátom, odtrhne a zosunie v priebehu niekoľkých minút, hodín, alebo dní. K soliflukcii a zosuvom sú náchylné hlavne vrstevnaté pôdy a sedimentárne horniny s priepustnými vrstvami uloženými na nepriepustnom podloží. Soliflukčné a zosuvné procesy často aktivizujú pramenisté miesta a prúdy hypodermickej vody¹⁷. Na Slovensku sa soliflukcia a zosuvy najviac vyskytujú v pohoriach a kotlinách severného Slovenska, kde častým pôdotvorným substrátom sú neogénne morske íly alebo paleogénne morske pieskovce

¹⁷ Hypodermická voda je podpovrchová voda, ktorá po daždi alebo roztopení snehu steká po nepriepustných vrstvách pôdy a hornín z vrcholových častí svahov do dolín.

a ílovce flyšového pásma. Na úpätí svahov severoslovenských kotlín to sú prolúviálne a deluviálne skeletnaté zvetraliny ležiace na podloží pevných hornín. Tieto deštrukčné procesy sú menej rozšírené na zvyšných dvoch tretinách územia Slovenska, ktorú predstavujú roviny, pahorkatiny a vrchoviny s fluviaálnymi sedimentmi, sprašou, pieskom, prolúviálnou a deluviálnou hlinou a zvetralinami pevných hornín. Pri zosuvoch dochádza často k premiešaniu jednotlivých vrstiev a horizontov pôdy a vytvárajú sa tzv. kolúviálne pôdy – *kolluvisoly* (Němeček a kol., 2001; Nestroy, 2001).

Menej deštrukčné denudačné procesy na svahoch slovenských pohorí sa prejavujú podobne ako v prípade pahorkatín v podobe vodnej erózie pôdy. Procesy vodnej erózie však v dôsledku extrémnejších sklonov svahov môžu byť oveľa intenzívnejšie. Preto pôdy na príkrych svahoch majú menšiu hĺbku pôdneho profilu, sú skeletnatejšie a majú nižší obsah organických látok v povrchovom horizonte. V závislosti na reliéfe sa v horských oblastiach vyvinuli predovšetkým iniciálne pôdy typu litozem a ranker alebo relatívne mladé pôdy závislé od substrátu typu rendzina a kambizem. Aj keď v nižších polohách slovenských pohorí sú vhodné podmienky pre ilimerizáciu a vo vyšších pre podzolizáciu tieto pôdy sa vďaka svahovým polohám nemajú možnosť transformovať. Napriek väčšiemu množstvu zrážkovej vody v pohoriach voda rýchlo odteká po svahu. Preto nemôže vsiaknuť do pôdneho profilu a zintenzívniť premývanie pôdy alebo zrýchliť vertikálne posuny a tým v prípade rendzín urýchliť ich odváňovanie alebo v prípade kambizemí spôsobiť posun ílu. Dôležitý je i obsah skeletu. V prípade kambizemí, stály veľký obsah skeletu zabezpečuje taký obsah primárnych minerálov, ktorých rozkladom sa uvoľňuje dostatočné množstvo prvkov na inaktivovanie kyslých humusových látok a tým i stabilizovanie humusu. Zdanlivo predčasne vytvorená rovnováha medzi pôsobením jednotlivých pôdotvorných procesov zabezpečuje „večnú mladost“ týchto pôd.

Vo vysokohorských polohách sa vyvinuli pôdy, ktoré sú silne ovplyvnené mrazom, ľadom a príslušnou horskou vegetáciou. Tieto pôdy vytvárajú osobitné geomorfologické útvary. Na zarovnanom teréne vysokohorských lúk vznikajú tufury. Tufury, islandske kopčeky, majú jemnozrnné minerálne jadro, ktoré prekrýva vrstva odumretej organickej hmoty tráv a lišajníkov. Minerálne jadro bolo vyzdvižené v dôsledku zamrznutia pôdnej vody. Pri pravidelne zamrzajúcich pôdach vznikajú dláždené alebo polygonálne a girlandové pôdy. Sú to pôdne formy amorfnej soliflukcie, pri ktorých sa soliflukčným procesom vytvárajú terasovite usporiadané kamenné alebo jemnozrnné stupne. Na rozdiel od tufurov to sú kryogénne formy pôdy na mierne naklonených, skromne zatrávnených vysokohorských svahoch. Hojné sú v Západných Tatrách a Belianskych Tatrách. Tufurmi Martinských holí sa v dizertačnej práci zaoberal Nochtá (2012). Polygonálnym a girlandovým pôdam Slovenska sa venujú publikácie Pelíška (1966 a 1973) a Midriaka (1983 a 2010).

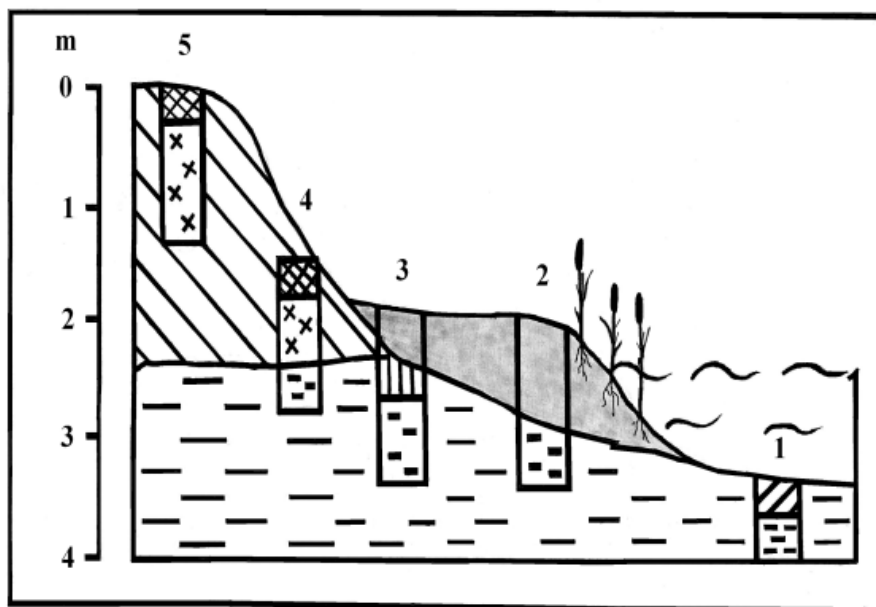
5.4 Vplyv vody

Zvýšený obsah vody v pôde môže na ňu pôsobiť krátkodobo v prípade dažďa a záplav, dočasne, napr. v zaškrtených ramenách vodných tokov, alebo trvalo. Vývoj pôd preto prebieha v terestrických (suchých), semiterestrických (sucho a vlhko), hygromorfných (vlhko)

a subhydrických (mokro) podmienkach. Dôležitý je i pôvod vody. Podľa pôvodu môžeme vodu rozdeliť na povrchovú (dažďová voda a voda zo záplav alebo zvýšenej hladiny jazier), hypodermickú (voda zo svahových výverov a bezprostredne pod povrchom prúdiaca voda) a podzemnú (aj kapilárna voda a voda, ktorá sa v prípade zvýšenej hladiny môže v depresiách zmeniť na vodu mokradí a močiarov). Z pohľadu klasifikácie patrí pôda zamokrená laterálnym prúdením na svahu ku pseudoglejom stagnoglejovým, pôda periodicky zamokrená povrchovou vodou ku ostatným pseudoglejom alebo fluvizemiam a podzemnou vodou trvalo zamokrená pôda ku glejom.

V horských oblastiach môže byť zamokrenie lokality spôsobené výverom hypodermickej vody. Takýto výver môže vzniknúť kdekoľvek na svahu ale najčastejšie vzniká na jeho úpätí. Trvalé zamokrenie sleduje smer odtoku vody do doliny. Stagnoglejový pseudoglej má v takomto prípade líniové rozšírenie. Pás zamokrených pôd končí vytvorením prietochného koryta horského potôčika. Zatiaľ čo trvalo povrchovo zamokrená pôda je obklopená príslušnou horskou terestrickou pôdou typu kambizem, rendzina, pararendzina alebo ranker, potôčik s vlastným korytom vytvára úzku nivu, v rámci ktorej sa môže vyskytovať pseudoglej, prípadne glej alebo fluvizem s vysokým obsahom skeletu.

Iný charakter má okolie vodnej nádrže, jazierka alebo močiara. Subhydrická pôda trvalo zaplavená povrchovou vodou je obkolesená pôdami, ktorých vlhkosť a vodný režim závisí predovšetkým od priepustnosti stien vodojemu. Ak okraje vodojemu sú budované z nepriepustných hornín, tak v bezprostrednom okolí vodojemu sa vytvoria terestrické pôdy. Ak nie v okolí v súlade s výškou hladiny vody vo vodojeme sa vytvoria glejové pôdy alebo organozeme. Terestrické pôdy sa vyvinú až na vzdialenejších vyvýšených formách reliéfu (obr. 10).



Obrázok 10 Topografický rad pôd ovplyvnených močiarom

Vysvetlivky: 1 – subhydrická pôda, 2 – organozem glejová, 3 – glej močiarový, 4 – kambizem glejová, 5 – kambizem modálna

V nivách riek na pôdu okrem podzemnej vody často pôsobí aj sezónna záplavová povrchová voda. V nive Moravy pod jej sútokom s riekou Malinou sa nachádzajú lúky a je tu veľký počet mŕtvych ramien zarastených trstám a miestami aj vrbami. Na jar a niekedy aj v jeseni sú ich korytá zaplnené vodou. V lete však vysychajú. Voda sa trvalo udrží len vo väčších a hlbších ramenách. Zatiaľ čo na vyšších častiach nivy sú rozšírené fluvizeme modálne, v depresiách sa začína prejavovať vplyv podzemnej vody a prevažujú tu fluvizeme glejové, v ich hlbších častiach gleje modálne. V korytách ramien izolovaných od vodného toku, ktoré sú časť roka zaplnené vodou, sa vyskytujú glejové močiarové pôdy s hrubou pokrývkovou vrstvou odumretého a čiastočne zrašelineného trstia, ktoré sa transformuje do humolitového horizontu.

V súvislosti s vplyvom slabo mineralizovanej podzemnej vody na tvorbu pôd je potrebné spomenúť aj vznik a vývoj čiernic. Tieto pôdy v podmienkach mierneho klimatického pásma vznikajú najčastejšie pod porastom hygrofilných zatrávnených mäkkých lužných lesov (vrby, topole, osiky, jelše) na starších karbonátových aluviálnych sedimentoch. Aridizáciou týchto semiterestrických pôd vznikajú černozeme. S čiernicami sa najčastejšie stretneme na terasách riek. Sú to staršie aluviálne pôdy, ktoré sú v porovnaní s fluvizemou menej ovplyvnené podzemnou vodou. Na karbonátových pôdotvorných substrátoch ich nájdeme aj v depresiách alebo zníženinách terénu v oblastiach s výskytom luvizemí alebo albeluvisolov.

Silno mineralizovaná podzemná voda môže spôsobiť zasolenia pôdy. Ostrovčekovitý výskyt týchto pôd v podobe slanísk na fône fluvizemí, čiernic a černozemí je zaznamenaný na celej Podunajskej nížine. Zasolenými pôdami sú aj slance, v sorpčnom komplexe ktorých je viac ako 15 % sodíka a vodorozpustné soli sú vylúhované a hromadia sa len v dolnej časti pôdneho profilu. Slaniská a slance patria do skupiny salinických pôd, ktoré sa označujú aj ako salsodické pôdy. Podľa IUSS Working Group WRB, 2014 patria k zasoleným pôdam aj gypsisoly so síranovým zasolením, pričom salsodických pôd je na Zemi len cca 5 mil. km². Na Slovensku je podľa Bieleka a kol. (1998) 4 890 ha salsodických pôd, čo predstavuje len 0,2 % celkovej výmery poľnohospodárskych pôd. Vznik slanísk v suchej teplej klíme stepí a polopúštnych, zriedkavejšie púštnych oblastí je spojený predovšetkým s výparným vodným režimom (mineralizovaná podzemná voda sa kapilárnym zdvihom dostáva do povrchového horizontu odkiaľ je odparovaná), prípadne s hromadením solí v povrchových horizontoch pri tvorbe pôdy zo zasoleného substrátu. V jednotlivých horizontoch pôd sa pri odparovaní vody vodorozpustné soli vyzrážajú a kumulujú v pôdnej hmote. Najviac slanísk sa vyskytuje v zníženinách so zvýšenou hladinou podzemnej mineralizovanej vody. Slance stretneme skôr na mierne vyvýšených formách reliéfu. Pre genézu slancov je potrebné aby sa vodorozpustné soli z vrchnej časti ich profilu vyplavili do spodnej časti profilu¹⁸. Súvislé areály slancov sú v Európe častejšie na mierne zvlnených rovinách. Možno to súvisí aj s väčším množstvom

¹⁸ V prípade častých dažďov sa môžu hydrouhličitaný, sírany a chloridy vyzrážané v povrchových horizontoch zasolenej pôdy sezónne vylúhovať z pôdneho profilu do podzemnej vody. Sorpčný komplex pôd však zostáva nasýtený vyšším obsahom sodíka (Na⁺). Takýmto spôsobom sa môžu slaniská premeniť na slance. Tento proces je častejší na vyšších formách mikroreliéfu ako v depresiách, pretože hladina mineralizovanej vody je tu hlbšie pod povrchom.

vody zo snehu, ktorý sa na zvlnenej rovine udrží ľahšie ako na vetrom prefúkavanom hladkom povrchu. Gypsisoly sú pôdy polopúštnych a púštnych oblastí. V dolnej časti pôdneho profilu takejto pôdy sa kumulujú sírany vápnika. Tieto pôdy neobsahujú uhličitaný a v sorpčnom komplexe nemajú výrazný obsah sodíka. Pôdy s vyšším obsahom uhličitanov (kalcisoly) alebo sekundárnych stmelených kremičitanov (durisoly) sa nepovažujú za zasolené pôdy.

Albelizácia, slovensky vybielenie pôdy je primárny dôsledok pôsobenia kyslej hypodermickej vody, ktorá pôsobí v svahovitých terénoch. Albelizácia je podporovaná špecifickou dvojsubstrátovosťou, to znamená existenciou pre vodu priepustnej povrchovej vrstvy (zvyčajne do hĺbky 0,5 m) ležiacej na pre vodu nepriepustnej pôdnej vrstve. K vyplavovaniu bázičných katiónov Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+} a seskvioxidov Fe_2O_3 a Al_2O_3 z pôdneho profilu nedochádza vertikálnym, ale prevažne horizontálnym smerom. Často k tomu dochádza na jar a v jeseni. Množstvo vody pochádzajúcej nielen z bezprostrednej zrážkovej udalosti ale na jar aj z topiaceho sa snehu, premýva povrchové vrstvy pôdy. Vytvárajú sa tak podmienky pre vznik pseudoglejov stagnoglejových z eluviálnym hygromorfným horizontom En ležiacim nad mramorovaným horizontom Bg. Vyplavované pôdne koloidy, íl, ako aj seskvioxidy Fe_2O_3 a Al_2O_3 a bázičné katióny sa nehromadia v hlbších horizontoch pôdy ale v úvalinách, dolinách, prípadne až na alúviu priľahlých rovín.

5.5 Vplyv hornín a pôdotvorných substrátov

Horniny svojou štruktúrou a zložením výrazne ovplyvňujú pôdotvorné procesy a tým i vznik konkrétnych pôd. Niektoré horniny vylučujú vznik určitých pôd a predurčujú vznik iných pôd. Princípy medzinárodnej i slovenskej klasifikácie pôd vylučujú možnosť existencie fluvizeme vytvorenej zo zvetraliny granitu na svahu, rendziny z kremencov, andozeme zo silikátového eolického piesku, smonice zo spraše, pseudoglejov z priepustných vrstiev, organozemí z minerálnej a technozemí z prirodzenej zvetraliny. V prípade fluvizemí, rendzín, andozemí, smoníc, pseudoglejov, organozemí a technozemí sú horniny rozhodujúcim činiteľom pre vznik pôd patriacich medzi tieto pôdne typy.

Rôznorodosť hornín sa prejavuje aj v rôznorodosti pôdotvorných substrátov. V morfogenetickom klasifikačnom systéme pôd Slovenska (Societas pedologica slovacae, 2014) je ich 73. Na tvorbu a vývoj pôdy pôsobí aj zvrstvenie geologických útvarov. Na Slovensku sa v striedavých vrstvách vyskytujú flyšové pieskovce a ílovce, piesky a hliny neogénnych morských usadenín, zvetraliny granodioritov na kremitých porfýroch, viate piesky na ílovitých morských usadeninách a pod. Na geologickej stavbe Slovenska sa podieľajú vyvreté horniny 19 %, metamorfované horniny 8 % a usadené sedimentárne horniny až 73 %. Podrobnejšie je zastúpenie hornín uvedené v tab. 5. Horniny vplývajú na charakter pôd vo veľkej miere svojim chemizmom. Zloženie hornín ovplyvňuje primárny chemizmus pôd, charakter ich sorpčného komplexu aj celkovú pedogenézu pôd.

Obsah živín P, K, Ca a Mg v horninách môžeme použiť na rozdelenie hornín podľa ich minerálnej zásobenosti/sily (tab. 6). Uvedené triedenie je založené na vyhodnotení sedem stupňovej škály nedostatku alebo nadbytku konkrétnej živiny v geologickom materiáli.

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

Horniny, z ktorých vznikajú pôdy príslušnej minerálnej sily, pochopiteľne ovplyvňujú aj stupeň nasýtenia sorpčného komplexu pôdy výmennými bázičnými kationmi Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+} a tým i množstvo v pôde prístupných živín. Materské horniny majú vplyv i na chemickú pôdnu reakciu. Jedno z tradičných delení vyvretých hornín ich podľa obsahu oxidu kremičitého (SiO_2) delí na kyslé horniny s vysokým obsahom SiO_2 (granit, granodiorit, ryolit, dacit) a bázičné až ultrabázičné horniny s nízkym obsahom SiO_2 ale obvykle so zvýšeným obsahom horčíka a železa (bazalt, gabro, peridotit, pyroxenit, serpentinit). Medzi tieto dve skupiny hornín môžeme zaradiť neutrálnu skupinu intermediálnych hornín (andezit, syenit, diorit, porfýr). Na bázičnú a neutrálnu horninu často pôsobia nielen zvyšky odumretých rastlín a opad stromov (konáre, korene, ihličie, listie) ale aj kyslé dažde. Len karbonátová hornina s vyšším obsahom uhličitanov je schopná neutralizovať tieto kyslé komponenty prírodného prostredia. Preto obsah uhličitanu vápenatého (CaCO_3) v pôdnej hmote je veľmi dôležitý z hľadiska pedogenézy. Z tab. 6 vyplýva, že pôdy s vyšším obsahom CaCO_3 sú minerálne lepšie zásobené. Minerálne bohatšie sú i pôdy, ktoré vznikli z hornín vulkanického pôvodu. Obsah CaCO_3 vplýva i na celkovú pedogenézu. Nielenže na karbonátových horninách, akými sú vápence, dolomity a sliene, vznikajú rendziny a na zmiešaných karbonátovo-silikátových sedimentoch pararendziny, ale k procesu ilimerizácie, ktorý predchádza procesu podzolizácie nemôže dôjsť skôr, ako dôjde k odvápneniu pôd. V prípade smoníc, andosolov a organozemí je vznik týchto pôd viazaný na existenciu špecifických pôdotvorných substrátov ako je montmorillonitický íl, vulkanické horniny so zvýšeným obsahom vitrických substancií a rašelina.

Tabuľka 5 Zastúpenie hornín na Slovensku (upravené podľa Šály, 1962 a 1996)

Horniny	Plocha (%)
pieskovce, ílovce, bridlice a flyšové zlepence	27
vápence, dolomity a sliene	17
spraše, sprašové hliny a niektoré neogénne sedimenty	16
granity, granodiority, diority, ortoruly, fylity a amfibolity a iné minerálne stredne silné a silné horniny kryštalinika	9
pararuly, svory, porfyroidy, kremité porfýry, kremence, paleozoické pieskovce a iné minerálne slabé až jalové horniny kryštalinika	6
andezity, bazalty, andezitové a bazaltové tufy a iné minerálne silné až veľmi silné neogénne sopečné horniny	10
ryolity, dacity, ryodacity a ich tufy a iné minerálne stredne silné až slabé neogénne sopečné horniny	2
aluviálne sedimenty	10
viate piesky	2
ostatné horniny, napr. melafýry, diabázy a pod.	1

Tabuľka 6 Rozdelenie pôd podľa ich minerálnej zásobenosti (upravené podľa Pelíšek, 1957)

Druh pôdy	Horniny
pôdy minerálne veľmi silné	gabrá, diabázy, diority, bazalty, melafýry a ich tufy a niektoré vápence a sliene
pôdy minerálne silné	syenity, znelce, andezity, amfibolity, vápence a dolomity, niektoré ílovité bridlice s prímiesou CaCO_3 , sliene, spraše
pôdy minerálne stredne silné	bohatšie granity až granidiority, ruly, pieskovce a ílovité bridlice bez prímеси CaCO_3
pôdy minerálne slabé	kremité granity, porfýry, ruly, svory, fylity, granulity a niektoré pieskovce a droby
pôdy minerálne veľmi slabé	kremence, kremité pieskovce, štrky a piesky

Pozn. Zaradenie aluviálnych sedimentov závisí od ich zloženia.

V humídnejších oblastiach mierneho pásma prevláda sialitické zvetrávanie charakteristické tvorbou ílu bohatého na kremík. Podľa intenzity procesov sialitické zvetrávanie môžeme rozdeliť na u nás prevažujúci typ s pomalou disociáciou vody. Kaolinické zvetrávanie je sialitické zvetrávanie prebiehajúce v teplejších oblastiach. Vyznačuje sa rýchlou disociáciou vody v kyslom prostredí. Ďalším typom sialitického zvetrávania je podzolové zvetrávanie s rýchlou hydrolyzou prevažujúce v boreálnom pásme.

Vo vlhkých tropických oblastiach prebieha alitické zvetrávanie. Vznikajú zvetralinové plášte s vrstvami s vysokým pomerom $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$. K alitom sa zaradzujú také vrstvy, u ktorých je tento pomer vyšší ako 1. Podstatou alitického zvetrávania je rozpúšťanie kremeňa. Kremík sa vyplavuje do povrchových prípadne podzemných vôd vo forme kyseliny kremičitej resp. kremičitanov alkalických kovov. V pôde sa hromadia oxidy a hydroxidy hliníka a železa (alit – hliník). Prechodným typom klimaticky podmieneného chemického zvetrávania je sialiticko-alitické zvetrávanie. Ak prebieha na karbonátoch uvoľňuje sa Fe^{3+} . V dôsledku rubifikácie ide o červenozemný typ zvetrávania. Preto má pôda rozsiahlych oblastí nielen v tropickom ale aj subtropickom pásme červenú farbu. Na silikátových horninách prevláda ferritizačný typ zvetrávania charakteristický hromadením oxidov železa a hliníka.

Materská hornina ovplyvňuje aj textúrne vlastnosti pôd. Pri zvetrávaní konkrétnej horniny sa tvorí materiál určitej zrnitosti. Vzťahy medzi materskou horninou alebo pôdotvorným substrátom a charakterom jemnozeme vo vrchných vrstvách pôdy sú uvedené v tab. 7.

Určitá závislosť existuje i medzi materskou horninou a množstvom a charakterom skeletu obsiahnutom v pôdnej hmote. Vzťahy v tomto prípade však nie sú úplne jednoznačné, pretože množstvo a charakter skeletu v pôde závisí i od takých faktorov a podmienok ako je dĺžka pôsobenia a charakter procesov zvetrávania¹⁹, spôsob transportu materiálu a jeho trvanie

¹⁹ Skeletnaté zvetralinové plášte sú typické pre aridný a arktický typ zvetrávania.

alebo morfológia reliéfu vrátane polohy daného miesta voči okolitým reliéfnym formám. Deluviálne a koluviálne polohy sú obvykle bohatšie na skelet. Proluviálne kužele sú často tvorené petrograficky i textúrne veľmi rôznorodým materiálom s prevažujúcou skeletnatou zložkou. Vo všeobecnosti sa dá konštatovať, že na kremencoch, dolomitoch a vápencoch a štrkoch sa vytvárajú silno skeletnaté pôdy. Na sprašiach alebo polygenetických hlinách a viatych pieskoch alebo ťažkých aluviálnych sedimentoch vznikajú pôdy, ktoré sú prakticky bez skeletu. Pôdy, ktoré sa vytvorili z granitov a granodioritov, bazaltov alebo rúl a svorov sú bohatšie na skelet ako pôdy, ktoré sa vytvorili z andezitových tufov, flyšových pieskovcov alebo slieňov.

Tabuľka 7 Vzťah medzi horninou a pôdnym druhom (upravené podľa Šály, 1962 a Mičian, 1977)

Druh pôdy	Horniny
ílovité alebo ílovitohlinité pôdy	andezitové tufy, tufity, vápence, dolomity, permské a werfénske bridlice, flyšové ílovce, slieňové a sprašové hliny
hlinité pôdy	bazalty, diabázy, amfibolity, melafýry, andezity, ruly, fylity, vápnité a sľudnaté pieskovce a spraše
piesočnatohlinité pôdy	granity, granodiority, ryodacity, väčšina rúl a svorov, niektoré pieskovce a terciérne štrky
hlinitopiesočnaté alebo piesočnaté pôdy	ryolity, kremence, terasové štrkopiesky a viate piesky

Pozn. Zaradenie aluviálnych sedimentov závisí od ich zloženia.

Štruktúra pôd sa prejavuje tvorbou agregátov z elementárnych častíc minerálov a pôdnej hmoty. Hornina v podobe naviateho alebo naplaveného piesku má elementárnu štruktúru, ktorú má aj z neho vytvorená pôda. Prachové častice spraše sa v pôde pomerne rýchlo tmelia humusom a vytvárajú drobno hrudkovitú štruktúru agregátov. Ílovitý charakter pôdotvornej hmoty, s tvorbou trhlín spôsobenou napučianím a usadaním horniny nestráca ani z nej vytvorená pôda. Podpovrchové pôdne vrstvy sú často pri tvorbe pôdy veľmi pozmenené pôdotvornými procesmi. Tieto zmeny sa odrážajú aj v tvorbe príslušných agregátov. V iluviálnom luvičnom (akumulačnom) horizonte (Bt) to je prizmatická štruktúra, v horizonte brunifikácie (Bv) polyedrická štruktúra, v slancovom horizonte (Bn) za mokra zliata a za sucha stĺpcovitá až prizmatická štruktúra a v glejovom horizonte (G) zliata štruktúra.

Horniny a pôdotvorné substráty nie sú len podmienkou pre vývoj určitého pôdneho typu a subtypu. Ovpływujú aj pôdnu reakciu, obsah organických látok, textúru a hĺbku pôdneho profilu s jeho stratigrafiou a morfológiou. Aj tieto pôdne vlastnosti je potrebné spoznať pri účelovom mapovaní štruktúry pôdnej pokrývky. Často ide o detailné pôdne mapovanie s rozlišovacou úrovňou, ktorá je vyššia ako rozlišovacia úroveň topickej geografickej dimenzie. Na tejto úrovni sa štruktúra pôdy prejavuje v podobe mozaiky pôd.

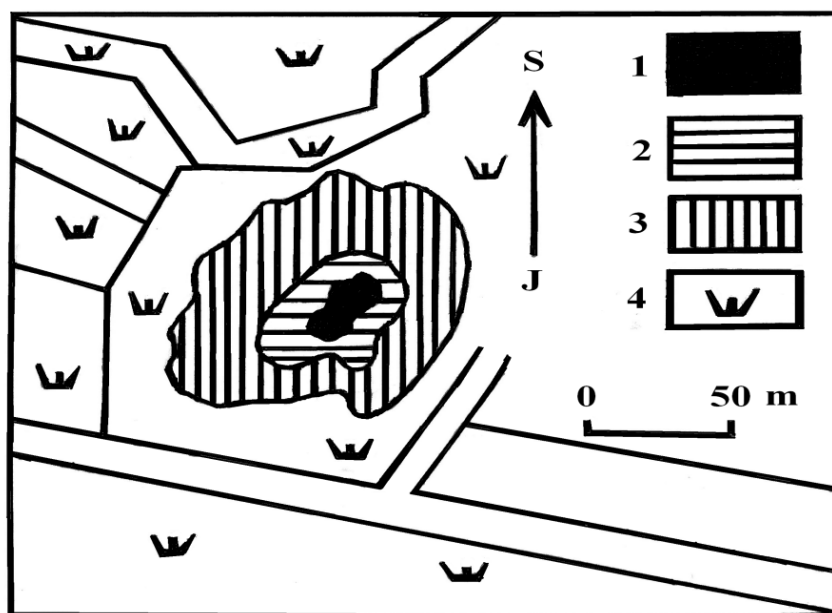
S charakteristickou pôdnou mozaikou sa môžeme stretnúť na alúviách vodných tokov. Príčinou je rôzna zrnitosť fluviálnych sedimentov. V textúre pôdy sa prejavujú zákonitosti

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

ukladania fluviálneho materiálu. V súlade s rýchlosťou sedimentácie nerozpustených častíc vo vode, sa v blízkosti koryta ukladajú hrubozrnnejšie, opracované skeletovité a piesočnaté častice, zatiaľ čo jemnozrnnejšie prachovité a ílovité častice sa ukladajú ďalej od koryta rieky. Táto zákonitosť má svoje uplatnenie aj v rámci topickej ale i v prípade iných geografických dimenzií. Skeletnatejšie sú fluviálne sedimenty v nive horného toku a jemnozrnnejší materiál sa usadzuje v nive dolného toku a v delte rieky.

Súbory pôdných okrskov rôznej zrnitosti, ale toho istého typu pôdy vznikajú na viaczložkovej zvetraline. Flyšové horniny tvorené vrstvičkami pieskovcov a ílovitých bridlíc, rôzne zlepenice a iné dvojzložkové a viaczložkové horniny vytvárajú pôdotvorné substráty rôznej zrnitosti aj na malom území (Bedrna, 1969).

V horských podmienkach Západných Karpát je aj na veľmi malom území rôznorodosť pôd, až po úroveň pôdných subtypov, často spojená so striedaním karbonátových, kyslých a bazických ako aj minerálne chudobných a bohatých hornín a pôdotvorných substrátov. Vencovitú mozaiku pôd, ktorú však už z hľadiska zvolenej mierky môžeme chápať aj ako pôdny komplex predstavuje bralo vápenca medzi paleogénnymi morskými sedimentmi flyša v katastri obce Dolnej Maríkovej (obr. 11).



Obrázok 11 Vencovitý komplex pôd pri Dolnej Maríkovej v Javorníkoch (Bedrna, 1969)

Vysvetlivky: 1 – vápencové bradlo, 2 – rendziny zo zvetralín vápenca, 3 – rendziny kambizemné zo zvetralín vápenca, 4 – kambizeme na flyšových horninách

Aj napriek tomu, že černozeme sa často vyvinuli, po naviatí alebo naplavení karbonátových ílovitých častíc z okolia, aj z nekarbonátového eolického piesku, alebo zvetraliny kyslej horniny, vytvorenie černozeme z ílovitých substrátov, z ktorých vznikali smonice je nereálne. Podobne je málo pravdepodobné, že luvizem a hnedozem sa vytvorí kvôli malému obsahu ílovitých častíc v pôdnej hmote z eolického piesku. Pre čitateľa tejto učebnice je toto poznanie veľmi dôležité. Môžeme ho rozšíriť o poznanie, že na fluviálnych

sedimentoch sa prednostne vytvárajú pôdy typu fluvizem a čiernica. V okolí vápencového brala sa na zvetralinách pravdepodobne vyvinú rendziny, zatiaľ čo na zvetraline granitu pôdy typu ranker, kambizem alebo podzol. Takýmto spôsobom by sme mohli pokračovať ďalej. Z toho vyplýva, že pôdy môžeme rozdeliť podľa toho aký pôdotvorný faktor alebo podmienka je rozhodujúca pre ich vznik. Na základe toho, čo už vieme, môžeme začať zostavovať tabuľku zatriedenia referenčných skupín minerálnych pôd z klasifikácie pôd sveta (IUSS Working Group WRB, 2014) podľa dominantného pôdotvorného faktora alebo podmienky (tab. 8).

Tabuľka 8 Zatriedenie referenčných skupín minerálnych pôd z WRB podľa dominantného pôdotvorného činiteľa (1)

Činiteľ	Špecifikácia činiteľa	Referenčná pôdna skupina
človek	ľudské aktivity	antrosoly, technosoly
pôdotvorný materiál	vulkanické sklá a výlevy	andosoly
	viate piesky	arenosoly
	napučiavacie íly	vertisoly
vysoká pôdna vlhkosť	podzemná voda	gleyosoly
	povrchová a hypodermická voda	planosoly, stagnosoly
topografia a limitovaný vek	poloha v rámci údolnej nivy	fluvisoly
	poloha nad údolnou nivou spolu s charakterom pôdotvorného materiálu	leptosoly, regosoly, kambisoly

5.6 Vplyv živých organizmov

Adaptácia vegetácie na klimatické a ostatné prírodné podmienky, predovšetkým pôdnu vlhkosť a chemizmus pôdy na danom mieste sa prejavuje v podobe vytvorenia osobitného rastlinného spoločenstva. Toto spoločenstvo takmer vždy začne ovplyvňovať aj pedogenezu. Vegetácia v súčinnosti s pôsobením mikroorganizmov ovplyvňuje mnohé pôdotvorné procesy. Vznikajú veľmi jasné väzby medzi vegetačnou a pôdnou pokrývkou. Podzolový proces sa jednoznačne spája s ihličnatým lesom, luvizemný proces s listnatým lesom a vznik černozeme s bylinnou stepnou vegetáciou. Vzťah medzi organizmami a pôdou sa prejavuje vo všetkých geografických dimenziách. Osamelo stojaci strom, mravenisko v lese a močiar s mokrad'ovými rastlinami, alebo aj dobytok na pasienku môžu ovplyvniť vývoj pôdy. Vo väčšine týchto prípadov ale pôjde iba o drobné zmeny v stratigrafii a mikromorfológii pôdneho profilu. Ako príklad použijeme mravenisko. V našich zemepisných šírkach veľké lesné mravce často budujú veľké mraveniská z opadu ihličnatých stromov. Na povrchu pôdy tak vzniká pokrývková vrstva z organického materiálu vysoká 0,5 až 1,0 m. Pôda pod mraveniskom sa spravidla nelíši od okolitej lesnej pôdy. Trochu ináč je tomu v pásme saván, kde pôda v bezprostrednom okolí termitísk je silno termitmi ovplyvnená. Podľa Schaetzla a Andersona (2013) termity obohacujú pôdu o íl, neutralizujú pôdnu reakciu, niekoľkokrát

zvyšujú obsahy výmenných báz, totálneho dusíka a organického uhlíka. Obsah vo vode rozpustných solí zvyšujú dokonca desať krát. Veľké zvieratá môžu na svahovitých pasienkoch vytvoriť chodníky (terasety) utlačenej a vodnou eróziou narušenej pôdy bez porastu tráv a bylín. Na rozdiel od pôsobenia mravcov dobytok môže byť intenzívnym degradačným činiteľom. Trávne porasty prepletené chodníkmi zvierat vytvárajú rozdielne ekosystémy a teda aj pedokomplexy.

Močiar s mokraďovými rastlinami tvorí osobitný ekosystém meniaci sa v závislosti od hĺbky hladiny podzemnej alebo množstva povrchovej vody. Na základe dynamiky týchto charakteristík sa mení rozloha areálov osídlených hygrofilnými, hydrofilnými a vodnými rastlinami.

Na tvorbe rašelinísk sa podieľajú predovšetkým machy a trávy. Aj na Slovensku sa nachádza niekoľko drobných a malých lokalít, v ktorých sa odumreté rastliny v prostredí s nedostatkom vzduchu menia na rašelinu. Na tvorbe kyslej, vrchoviskovej rašeliny sa podieľajú hlavne machy rodu *Sphagnum*. Ostrice (*Carex*) a iné trávy a byliny vytvárajú organický podiel v bázičných až alkalických nížinných slatinných rašelinách. Výskyt takto striktne rozdelených rašelinísk je však zriedkavý. Často môžeme na jednom rašelinisku chronologicky aj topograficky identifikovať vznik rašeliny z nižších aj vyšších druhov rastlín rôznych ekosystémov. Činnosťou organizmov rašelinísk vznikajú organozeme ako jediný typ skupiny organických pôd. Prehľad o ložiskách rašeliny na Slovensku spracoval Raučina (1978).

Nálet drevín s rýchlym rastom a veľkými transpiračnými schopnosťami na zamokrené územia dokáže odstrániť významnú časť v pôde obsiahnutej vody. Takto s pričinením človeka, ktorý vysádza eukalypty v subtropických oblastiach môže dôjsť k vysušovaniu celých oblastí. Pri vysádzaní necielenom len na produkciu drevnej hmoty sú tieto dreviny vhodné na reguláciu vodného režimu.

Rastliny nepôsobia na pôdu len prostredníctvom zmeny vodného režimu, ale aj sprostredkovaným urýchľovaním vylúhovania uhličitanov a okysľovaním (acidifikáciou) pôdy, teda znižovaním hodnoty pH v pôdnom roztoku. V Slovenskom krase sa postupne na odvápnených zvetralinách vápencov a dolomitov typu terra rossa a terra fusca v listnatom lese vyvíjajú pôdy typu hnedozem a luvizem. V Belianskych Tatrách sú na niektorých lokalitách so zvetrávajúcimi slieňmi a vápencami vylúhované uhličitanové z pôdneho profilu do hĺbky 0,5 až 1,0 m. Na takýchto miestach sa rendziny transformujú na kambizeme rendzinové. Na odvápnovaní pôvodných rendzín a pararendzín spolupôsobí nielen priesakový typ vodného režimu a kyslé atmosférické zrážky ale aj opad ihličia v ihličnatom lese alebo v poraste kosodreviny.

Vylúhovanie uhličitanov zo zvetrávajúcich karbonátových hornín sa nedeje len v horských oblastiach. Typickým príkladom sú mnohé slovenské černoze. Černoze vznikli v teplejšom a suchšom staršom holocéne, pričom mladší a súčasný holocén sa od doby atlantiku vyznačuje vlhšou klímou. Podľa máp pôvodnej vegetácie (Michalko a kol., 1986) v zóne černoze, ktorá bola pôvodne stepnou a lesostepnou zónou má rásť listnatý les, ktorému zodpovedajú hnedozeme a luvizeme. Vďaka obrábaniu pôdy sa tak nestalo.

Karbonátové černozeme sa zmenili na hnedozeme alebo luvizeme iba na niektorých lokalitách ponechaných pod pôvodným alebo vysadeným listnatým lesom. Na Východoeurópskej nížine vznikla nástupom lesných drevín hlboko do stepných oblastí pomerne široká, ale rozdrobená zóna feozemí.

Vytvorenie molického horizontu černozemí ale aj umbrického horizontu umbrizemí je spojené s procesmi akumulácie humusu. Podľa niektorých pôdozalcov podzoly na holiach Nízkych Tatier vo výškach 1 500 až 2 000 m n. m. môžeme považovať za pôdy, ktoré vznikli pod lesným alebo pod kosodrevinovým porastom. Až súčasné vysokohorské trávne porasty, ktoré v dôsledku ľudskej činnosti nahradili les a kosodrevinu (nedávne vysokohorské pasienky) podporujú zväčšovanie hrúbky humusového horizontu a umožňujú pôvodným podzolom transformovať sa na podzolové alebo modálne umbrisoly.

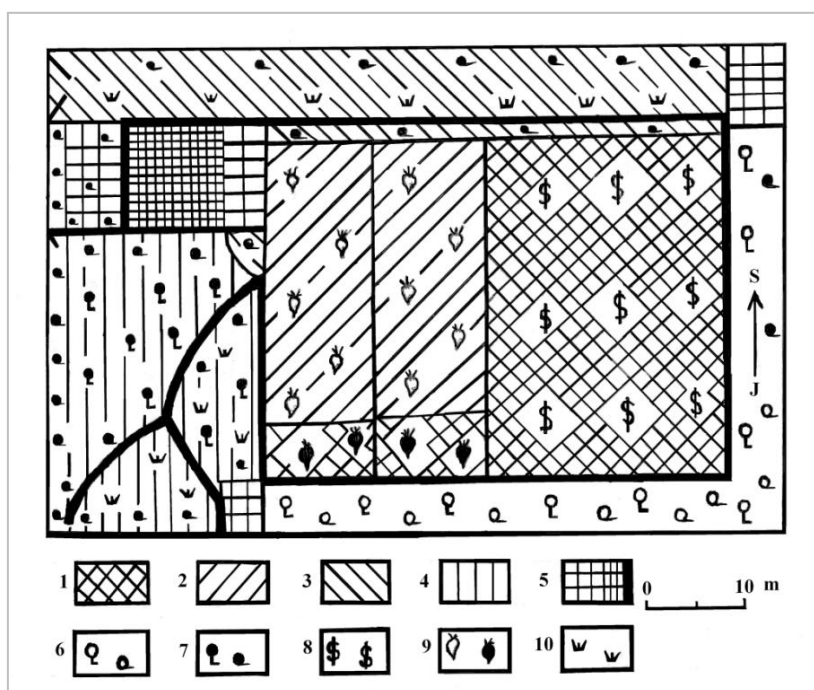
Veľmi rýchla chronologická zmena pôdy v závislosti na vegetácii bola zaznamenaná v katastrálnom území obce Chotín na južnom Slovensku. V roku 1959 tam na okraji miestneho pieskoviska bola opísaná karbonátová regozem porastená trávou. Lokalita s priľahlým územím sa v roku 1953 stala prírodnou rezerváciou pod názvom Chotínske piesky. Veľká časť chráneného územia (7 ha) neskôr zarástla agátom. Opätovný opis pôdneho profilu v roku 2001 približne na tom isto mieste konštatoval vylúhovanie karbonátov v hĺbkach do 0,8 m a čiastočnú brunifikáciu (hnednutie) podpovrchového horizontu.

V odseku o černozemiach bolo naznačené, že vegetácia môže súvisieť s vývojom pôdy na rozsiahlych územiach. Toto ovplyvňovanie je spojené s vegetačnými pásmami a teda predovšetkým s klimatickými zónami Zeme. Keďže celá kapitola 5, a teda aj táto podkapitola, je venovaná diferenciácii pôdneho krytu na menšom území tejto problematike sa budeme venovať až v ďalších kapitolách.

5.7 Lokálna antropizácia pôdy

Človek začal výraznejšie ovplyvňovať prírodnú krajinu a tým i pedosféru so vznikom ľudskej civilizácie. Samotná civilizácia vďaka svoj vznik obrábaniu pôdy. Človek kvôli pestovaniu plodín a chovu hospodárskych zvierat výrazne premenil veľkú časť zemského povrchu. Celá táto činnosť začala v oblasti úrodného polmesiaca, ktorá sa tiahne pozdĺž východného pobrežia Stredozemného mora, pokračuje južným Tureckom a severom Sýrie na východ a potom sa znovu stáča na juh pozdĺž riek Eufrat a Tigris (Mezopotánia). Tisícročia obrábania pôdy premenili oblasti vhodné na pestovanie plodín na kultúrnu krajinu. Činnosť človeka pri obrábaní pôdy spočíva nielen vo vylepšovaní pôdných vlastností kvôli pestovaniu kultúrnych plodín, ale aj v urýchl'ovaní degradácie pôdy veternou a vodnou eróziou, sekundárnym zasolením alebo zhutnením. V súčasnosti sa veľké plochy pôdy takmer nenávratne likvidujú po prekrytí stavebnými objektmi. Pod komunikáciami a stavbami je pôda úplne odstránená alebo pochovaná natoľko, že ju môžeme považovať za súčasť litosféry. Život v nej totižto neexistuje. Dnes okrem lokálneho vplyvu človeka na pôdu môžeme pozorovať aj globálne prejavy antropizácie pôdy. Prispieva k tomu nielen nárast celosvetovej populácie, ale aj technologický pokrok umožňujúci človeku zasahovať na rozsiahlom území a v nemalej miere i zmeny globálnej klímy.

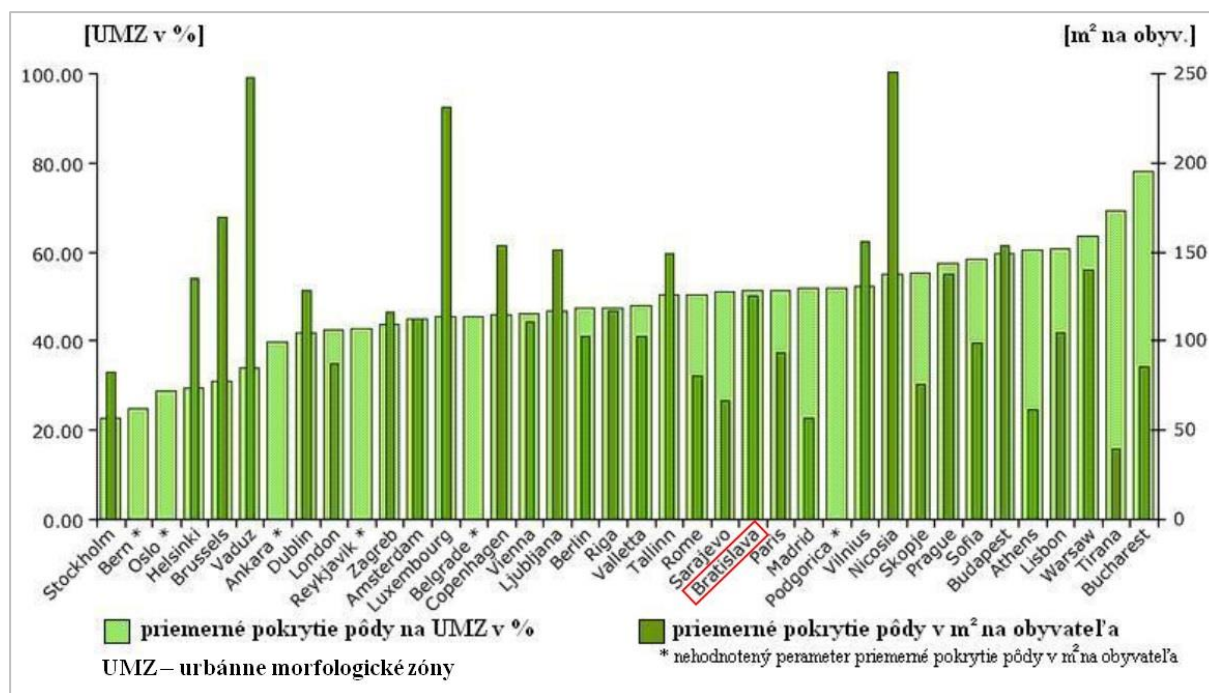
Na miestnej úrovni (hon alebo parcela poľnohospodárskej pôdy, záhrada rodinného domu, menšie sídlisko, časť priemyselného parku, golfové ihrisko a pod.) sa pôsobenie človeka prejavuje nielen jeho vplyvom na vznik úplne nových foriem pôd (kultizem, hortizem, antrozem, technozem), ale podľa morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska (Societas pedologica slovac, 2014) aj vznikom kultizemných subtypov všetkých prírodných pôdnych typov okrem litozeme. V kultúrnej krajine sú hranice jednotlivých ekotopov a teda aj pôd veľmi ostré a dobre viditeľné. Je to dôsledok parcelácie zemského povrchu na základe jeho rôzneho využitia. Vzniknutá mozaika rozdielnych pôd je často neporovnateľne komplikovanejšia ako mozaika pôd vytvorená bez zásahu človeka. Príkladom takejto komplikovanej mozaiky je záhrada rodinného domu na obr. 12. Jednotlivé okrsky pôdnej mozaiky vytvorenej jednotlivými záhonmi, hriadkami a medzipriestormi sú výsledkom zúrodnenia hnedozeme modálnej v závislosti na požiadavkách pestovaných rastlín. Záhradkár ovplyvnil pôdu najmenej na záhonoch okrasných rastlín. Náročnejšie zúrodnenie pôdy hnojením a rýľovaním do 0,4 m hĺbky si vyžiadali hriadky zeleniny. Na týchto hriadkach sa pôvodná modálna hnedozem transformovala na kultizem hnedozemnú. Premenu pôvodnej pôdy na hortizem hnedozemnú si vyžiadala výsadba viniča hroznorodého. Príčinou tejto transformácie je hĺbkové zúrodnenie a rigolácia do hĺbky 0,6 m. Na dvore pri dome bol terén zaplnený a vyrovnaný spevnenou antropogénnou navážkou (antrozem rekultivačná) s následnou kultiváciou trávniku. Úplne je zničená pôda pod domom, hospodárskou prístavbou a vydláždeným odpočívadlom. Štrkom a betónom je pôda prekrytá aj na chodníkoch.



Obrázok 12 Mozaika pôd v záhrade

Vysvetlivky: 1 – hortizem hnedozemná, piesočnatohlinitá zo spraše, 2 – kultizem hnedozemná, piesočnatohlinitá zo spraše, 3 – antrozem rekultivačná, piesočnatohlinitá z antropogénnej navážky, 4 – hnedozem kultizemná, piesočnatohlinitá zo spraše, 5 – zastavané plochy, 6 – ovocné stromy a kry, 7 – okrasné stromy a kry, 8 – vinič, 9 – zelenina ročná aj viacročná, 10 – trávnik

Rast miest a ich satelitov vytvára veľký tlak na záber pôdy pre výstavbu (obr. 13). Na Slovensku sú podrobne charakterizované pôdy mesta Prešova (Tobiášová, 2004), Modry (Kolény, 1995 a 2001), Nitry (Szombatová a kol., 2004 a 2008), Karlovej Vsi (Bedrna, 2000), Rače (Tatarková a Bedrna, 2008) alebo celej Bratislavy (Bedrna, 1995; Bedrna a kol., 1994; Sobocká a kol., 2004). V súvislosti so zastavanou pôdou v sídelných útvaroch pripomínáme, že jej nadmerný podiel škodí životnému prostrediu (Juráni a kol., 2011). Zábery pôdy pre výstavbu majú za následok nepriepustné prekrytie pôdy časti územia, čo na danom mieste znamená trvalú stratu funkčnosti pôdy. Veľká rozloha povrchov, napr. asfaltových ciest a parkovísk, s nízkou odrazivosťou (albedo) a odražanie časti slnečných lúčov stenami budov smerom dolu zvyšuje prehrievanie prízemnej vrstvy vzduchu. V meste sa tak vytvára ostrov tepla. V lete je teplota vzduchu v intravilánoch väčších miest v porovnaní s extravilánom o 3 až 5 °C vyššia. Ostrovčeky pôdy pokrytej vegetáciou (parky a trávniky) v rámci mestskej krajiny často neležia v dráhach odtekajúcej povrchovej vody. Preferenčnou trasou odtekajúcej vody sa stávajú už uvádzané asfaltové plochy ciest. V prípade extrémnej zrážkovej udalosti objem vody odtekajúcej do kanalizácie môže rýchlo presiahnuť jej kapacitné možnosti a dochádza k zaplaveniu podchodov alebo nižšie ležiacich úsekov ulíc.



Obrázok 13 Priemerné prekrytie pôdy v európskych metropolách (prevzaté z EEA, 2011)

Využívanie pôdy na poľnohospodárske účely prinieslo v minulosti na Slovensku mnohé problémy. Niektoré oblasti ako napr. Myjavská pahorkatina boli postihnuté vznikom veľkých výmoľov. Ich rozširovaniu zabránilo iba ich zalesnenie. Kolektívizácia v 50-tych a v 60-tych rokoch 20. storočia umožnila scelenie dovtedy rozdrobených parciel ornej pôdy. Umožnilo to síce nasadenie ťažkej techniky pri obrábaní pôdy ale zároveň aplikácia takejto agrotechniky urýchlila erózne procesy (pozri príklad prvého pôdneho komplexu z podkapitoly 5.1) a procesy zhutňovania oraných pôd. V rokoch 1970 až 1990 prebiehalo na Slovensku obdobie intenzifikácie poľnohospodárstva. S tým súvisela i snaha o zvýšenie úrodnosti ornej

pôdy. Vlastnosti pôdy sa upravovali melioračným vápnením kyslých pôd, zúrodnením zasolených pôd a odvodnením zamokrených pôd. Nie všetky tieto zásahy, ako napr. odvodnenie mokradí, sa ukázali ako pozitívne. Po roku 1990 začal dočasný ekonomicky podmienený trend ústupu od tejto tendencie (minimalizácia ekonomických vstupov do pôdy). Prejavilo sa to nižšími úrodami plodín a znižovaním úrodnosti pôdy spojenej s úbytkom rastlinám prístupného fosforu a draslíka, znižovaním hodnoty pH, úbytkom humusu atď. (Kotvas, 2000). V súčasnosti sa prejavujú prvé náznaky zastavenia tohto trendu.

Problémom mnohých krajín sveta doteraz zostáva odlesňovanie a premena uvoľnených plôch na poľnohospodársku pôdu alebo neúmerne spásanie občasných pasienkov. Deje sa to predovšetkým v tropických oblastiach a prináša to so sebou rýchlu degradáciu pôd. V prvom prípade podstata problému spočíva v humídnosti podnebia. Pôda pod tropickými lesmi s rýchlou mineralizáciou je po zbavení pôvodného lesného porastu intenzívne premývaná. Väčšina živín a úplne nerozložených organických látok sa rýchlo stráca z vrchných častí pôdneho profilu. Ak pôda túto stratu nedokáže nahradiť stráca svoju úrodnosť a po niekoľkých rokoch ju už nie je možné využívať ako ornú pôdu. Takúto pôdu je možné premeniť na pasienok. Proces degradácie sa nemusí zastaviť ani v tomto prípade. Pôda časom môže stratiť schopnosť podporovať rast tráv a premení sa na úplne neúrodnú pôdu. O to rýchlejšie popísaný proces prebieha po vyrúbaní dažďových pralesov. V prípade nadmerného spásania skromného porastu pasienkov semiaridných oblastí sa obnažuje povrch pôdy a pôda rýchlo podlieha veternej ale v prípade sezónnych dažďov i vodnej erózii a iným degradačným procesom. Na úkor pasienkov sa začne rozširovať púšť alebo polopúšť.

Prvý problém sa podarilo vyriešiť predkolumbovským usadlým pralesným Indiánom. V Amazónii sa dodnes zachovali ostrovčeky na organické látky bohatých pôd označovaných ako „terra preta de índio“, čo voľne môžeme preložiť ako „čierna pôda Indiánov“. Ide o antropogénnu pôdu so schopnosťou regenerácie povrchového horizontu bohatého na humus. Tieto vlastnosti pôdy indiáni pravdepodobne dosiahli obohacovaním pôdneho profilu organickými zvyškami a dreveným uhlím. Bohužiaľ, návod na vytvorenie terra prety sa stratil spolu so zmiznutím usadlej pralesnej indiánskej populácie v ranom postkolumbovskom období.

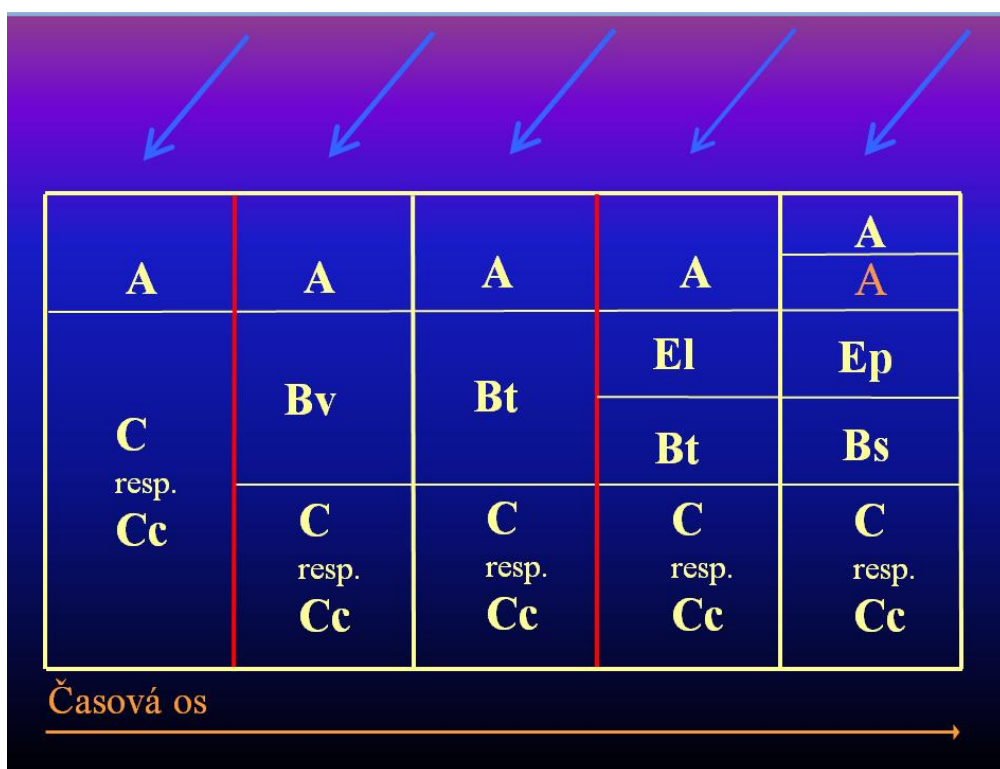
Ďalšie problémy zo sebou prináša znečisťovanie životného prostredia a intenzifikácia rastlinnej výroby. Acidifikácia, nitrifikácia, kontaminácia ťažkými kovmi, zhutnenie alebo zasolenie pôd pod závlahou postihuje stále väčšie plochy pôd na všetkých kontinentoch. Podrobnejšie sa environmentálnym vzťahom medzi ľudskou spoločnosťou a pedosférou venujú publikácie Bedrna, 2002; Šarapatka a kol., 2002; Vilček a kol., 2005 alebo Zaujec a kol., 2009.

5.8 Trvanie pôsobenia nezmenených pôdotvorných procesov

Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska vyčleňuje skupinu tzv. iniciálnych pôd. Do tejto skupiny bola zaradená litozem, ranker, regozem a fluvizem. Tieto pôdne typy

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

predstavujú prvotné formy pôd, ktoré sú výsledkom počiatočného štádia pôdotvorenia. Po určitom čase sa tieto pôdy môžu transformovať na vyvinutejšie pôdy. Proces transformácie pôdy môže trvať až dovtedy, dokedy pôda nedosiahne dynamickú rovnováhu medzi dosiahnutou formou a prebiehajúcimi pôdotvornými procesmi. Vtedy hovoríme o klimaxovom štádiu vo vývoji pôdy. V pedoklimaxovom štádiu pôdotvorné procesy neprestanú pôsobiť ale už nemôžu zásadným spôsobom zmeniť charakter pôdy. Z uvedeného vyplýva, že v konkrétnom území musí existovať chronologický rad pôd siahajúci v ideálnom prípade od iniciálneho až po pedoklimaxové štádium. Tento rad pôd predstavuje sukcesný rad pôd. Na svahoch slovenských pohorí na nekarbonátovom skeletnom substráte sukcesný rad pôd predstavujú pôdy typu ranker, kambizem, luvizem až podzol, v rámci pahorkatín na karbonátovom substráte tvorenom sprašou sukcesný rad pôd predstavujú pôdy typu regozem, pararendzina, hmedozem až luvizem.



Obrázok 14 Diferenciácia pôdneho profilu v závislosti od času trvania priesakového vodného režimu

Vysvetlivky: A – humusový horizont, Bv – kambický horizont, El – eluviálny luvický horizont, Bt – iluviálny luvický horizont, Ep – eluviálny podzolový horizont, Bs – iluviálny podzolový horizont, C – substrátový silikátový horizont, Cc – substrátový karbonátový horizont

V závislosti od prírodných podmienok sa pôdy vyvíjajú pomalšie alebo rýchlejšie. Variabilita podmienok i na malom území môže spôsobiť, že sa tu výnimočne súčasne vyskytnú všetky pôdy príslušného sukcesného radu pôd. Transformácia pôdy z jednej formy na druhú trvá určité časové obdobie a preto i po zmene podmienok v území sa môže stať, že sa tu budú vyskytovať pôdy, ktoré vznikli za iných podmienok ako sú tie súčasné. Takýto prípad predstavujú slovenské smonice a už v tejto súvislosti uvádzané slovenské černoze a podzoly hôľ Nízkych Tatier. Tieto pôdy sú na Slovensku reliktnými pôdami. Reliktné pôdy

5 Diferenciácia pôdnej pokrývky na malom území (detailná diferenciácia pedosféry)

sú pôdy, ktoré vznikli za iných podmienok ako sú súčasné podmienky ale na rozdiel od fosílnych pôd nie sú od pôsobenia súčasných podmienok izolované. Iná situácia nastane vtedy ak vývoj pôdy je neustále prerušovaný (fluviálne nánosy na povrchovom horizonte fluvizeme uložené pri každej záplave) alebo je limitovaný nepretržite prebiehajúcimi procesmi regenerácie a tým i udržiavaním nezmenených vlastností pôdy (kambizem na svahu).

Vývoj pôdy v čase môžeme zovšeobecniť do pravidla, ktoré hovorí o tom, že s plynúcim časom dochádza k stále výraznejšiemu rozdiferencovaniu pôdneho profilu, resp. zväčšeniu jeho hrúbky. V súlade s týmto pravidlom je aj schéma pôsobenia priesakového vodného režimu, prípadne pravidelného periodicky priesakového režimu uvedená na obr. 14.

6 Diferenciácia pôdnej pokrývky na veľkom území

Najmenšou priestorovou jednotkou v chórickej geografickej dimenzii je nanogechóra. Geochóry rôznych hierarchických úrovni predstavujú zložitejšie priestorové jednotky, ktoré sú tvorené horizontálne prepojenými geografickými jednotkami nižších rádov. Sú to zložité teritoriálne komplexy, ktoré zaberajú väčšie územie. V tomto prípade opúšťame geografický mikropriestor, teda dané miesto a dostávame sa na úroveň geografického mezopriestoru. Hranice medzi hierarchickými priestorovými jednotkami chórickej dimenzie ale i medzi mezochórou v chórickej a makrochórou v regionálnej geografickej dimenzii nemusia byť vždy jasné a jednotlivými geografmi sú chápané veľmi individuálne. Preto i autori tejto učebnice si dovoľili niektoré vzťahy medzi pôdou a ostatnými geozložkami na úrovni nanochór a niekedy až mikrochór uviesť v predchádzajúcej kapitole. Ťažiskom tejto kapitoly by malo byť postihnutie špecifických vzťahov medzi pôdou a okolitým prostredím predovšetkým na úrovni mezopedochór prípadne makropedochór. Mezopedochóry môžu v podmienkach Slovenska predstavovať územie obce alebo sídla s diferencovaným využitím územia, rovinatú alebo zvlnenú časť pahorkatiny, väčší svah vyššieho pohoria, menšiu horskú kotlinu, územie ohraničené väčšími riekami (Žitný ostrov) prípadne nivu väčšej rieky. Ide o rozsiahle teritoriálne jednotky v rámci, ktorých síce môže pôsobiť súbor veľmi odlišných podmienok ale tento súbor podmienok ešte územiu nev tlačil charakter individuálnej geografickej jednotky, to znamená, že môžeme rátať s jeho opakovaním i v inom území. Základnými pôdnymi jednotkami v tejto geografickej dimenzii sú pôdne asociácie. V rámci pôdnej asociácie prevláda daný pôdny typ, resp. subtyp ale v rámci asociácie existujú inklúzie aj iných typov resp. subtypov pôd súvisiacich s danou pôdnou asociáciou (pozri poznámku pod čiarou č. 9).

Na väčšom území mezogechór sa už začínajú výraznejšie presadzovať vplyvy zonálnosti klimatických podmienok. Preto pri štúdiu pôd už v rámci horných hraníc chórickej geografickej dimenzie je nutné zohľadňovať príslušnú klimatickú zónu, resp. ňou podmienené vegetačné pásmo alebo od nadmorskej výšky závislý vegetačný stupeň. Zohľadňovanie klimatickej zonálnosti je nevyhnutné pre pochopenie intrazonálne (čiastočne zonálnych) a azonálne podmienených zákonitostí diferenciácie pedosféry. Lokálne odlišnosti klímy v rámci klimatickej zóny – pásma – sú spôsobené:

- kontinentalitou, t. j. vzdialenosťou územia od mora alebo oceánu, ktorá sa prejavuje zvyšovaním teplotných amplitúd a znižovaním zrážkových úhrnov v smere do vnútrozemia,
- nárastom nadmorskej výšky v horských oblastiach, ktorý sa zviditeľňuje vegetačnými stupňami,
- všeobecným nárastom humidnosti smerom k pohoriu,
- bariérovým efektom pohoria, ktorý môže byť príčinou vzniku zrážkového tieňa,

- mohutnosťou pohoria, ktorá sa prejavuje veľkými teplotnými amplitúdami i v nižších častiach pohoria,
- drobnou výškovou členitosťou územia, napr. rozdielom medzi rovinným nížinným terénom a zvlneným terénom pahorkatín.

6.1 Klimatické podmienky

Oceánske podnebie oblastí ležiacich v blízkosti morí a oceánov sa od kontinentálneho podnebia odlišuje menšími rozdielmi medzi maximálnou a minimálnou teplotou a väčšími zvyčajne rovnomernejšie rozloženými zrážkovými úhrnmi. Na územie Írska, Anglicka a Škótska padne miestami ročne 2 000 až 3 000 mm zrážok. Vyskytujú sa tu predovšetkým podzoly, gleje a organické histosoly. Väčšina kontinentálnej Východoeurópskej nížiny v tých istých zemepisných šírkach má len do 700 mm ročných zrážok a prevažujú tu albeluvisoly²⁰. Podobná situácia je aj na teplejšom severe Portugalska a v severnom Španielsku. Tu pod dubovými lesmi sa vyvíjajú hlavne kyslé veľmi humózne pôdy referenčnej skupiny umbrisolov. Ročný úhrn zrážok v týchto oblastiach je 1 000 až 2 000 mm, zatiaľ čo južnejšie na európskom kontinente v Stredomorí je to iba 250 až 750 mm. Zrážky sú v Stredomorí v rámci roka veľmi nerovnomerne rozložené. Prevažujú tu kambisoly, časté sú regosoly a miestami kvôli aridite sa môžu vyskytovať aj kalcisoly a gypsisoly. V strednej Európe sú najčastejšími pôdami kambizeme a luvizeme a v severnej Európe sú to zase podzoly.

Chronologické rady pôd niektorých regiónov a oblastí Európy a Ázie majú veľmi rôznorodú podobu. Svedčí to o zmenách klímy v minulosti. Na začiatku holocénu pred 12 tisíc rokmi sa začali v euroázijských stepiach vyvíjať černozy. Od polovice holocénu dochádza k zvýšeniu množstva atmosférických zrážok. So zmenou klímy sa les v strednej a vo východnej Európe začal rozširovať na úkor stepí. Tento proces bol najvýraznejší v strednej Európe. V strednej Ázii naopak dochádza k aridizácii územia. Černozy sa začali transformovať na biologicky menej aktívne kastanozy. Vznikajú solončaky. Sírany v pôde pomerne rýchlo vzliňajú, nakoľko v porovnaní s uhličitami sú vo vode rozpustnejšie a tým i pohyblivejšie a preto na vhodných miestach vznikajú kalcisoly. Pre chronologický rad pôd sú dôležité údaje o dobe potrebnej pre ich vznik. Aleksandrovskij (2008) sa pokúsil o vyjadrenie tejto doby prostredníctvom modelu pedogenézy uvedenom pre niektoré pôdy v tab. 9.

Chronologický vývoj pôd v štvrtohorách na Trnavskej pahorkatine je uvedený v príspevku Bedrna (1999). Na tomto území boli opísané mnohé fosílné pôdy z odkryvov v Trnave, Senci, Zvončíne, Bíňovciach a na iných miestach. V príspevku opísané sedimenty a pôdy z obdobia glaciálov gүнz, mindel, ris a wүrm, ako aj interglaciálov gүнz-mindel, mindel-ris, ris-wүrm a holocén sú uvedené v tab. 10. Podľa dostupných údajov (Vaškovský a kol., 1979) Trnavskú pahorkatinu v období glaciálu gүнz, teda pred miliónom rokov, pokrývali len plytké do 8 m hrubé vrstvy sprašových hĺn a spraší v blízkosti terajšieho mesta

²⁰ Na Slovensku boli opísané pôdne profily, ktoré morfológicky aj chemicky zodpovedali albeluvisolom, v Popradskej kotline (Hraško a Bedrna, 1966).

Senec. Väčšiu severozápadnú časť pahorkatiny vyplňali neogénne sedimenty a juhovýchodnú časť aluviálne náplavy rieky Váh. Na sprašiach a sprašových hlinách sa v teplom interglaciáli gūnz-mindel vytvorili ferralsoly. Sprašové sedimenty vyviatie z terás rieky Váh na zvlnenú časť pahorkatiny v glaciáli mindel boli substrátom pre vznik v súčasnosti už fosilnej pôdy typu hnedozem rubefikovaná. Tieto pôdy vznikli v teplom interglaciáli mindel-ris. Koncom tohto teplého obdobia alebo na začiatku risu boli pôdy väčšinou oderodované a odplavené. Najhrubšie vrstvy spraše a sprašových hĺn Trnavskej pahorkatiny pochádzajú z risu a würmu. Pri Trnave majú hrúbku 10 m a viac, pričom smerom k Malým Karpatom vyklíňujú. Zmenšuje sa nielen ich hrúbka, ale aj obsah uhličitánov. To je dôkaz toho, že aj v minulosti na pahorkatine dochádzalo k znižovaniu zrážkových úhrnov smerom od pohoria (Bedrna, 1966). V teplejších interštádiách würmu a v interglaciáli ris-würm sa vytvorili pôdy typu černoze a hnedozem (Trnava a Zvončín), prípadne aj luvizem (Bíňovce). Tieto fosilné pôdy obsahovali druhotné uhličitany minimálne do hĺbky 2 až 4 m od dochovaného povrchu. V holocéne sa vytvoril súčasný topografický rad pôd: černoze – hnedozem – luvizem – pseudoglej, ktorý sa po zmene klímy v polovici holocénu udržal do súčasnosti predovšetkým vďaka intenzívnej poľnohospodárskej činnosti človeka.

Tabuľka 9 Doba v rokoch potrebná na vývoj niektorých typov pôd (podľa Aleksandrovskij, 2008, čiastočne upravené)

Pôdny typ	Vznik profilu A, C	Príznaky diagnostických horizontov	Zrelý profil
gleyosoly (tundra)	10	10 – 20	200
podzoly	20	50 – 100	1 500
albeluvisoly	10	100 – 500	2 500 – 3 000
feozeme (les)	5 – 10	300 – 700	3 000
černoze	5	100 – 200	2 500 – 3 000
kastanoze	10	100 – 200	1 500 – 2 000
solončaky	10	100 – 200	1 000 – 2 000

Príkladom vplyvu klímy na pôdny kryt priestorových jednotiek vyššej hierarchickej úrovne v chórckej dimenzii, prípadne v jednotkách na hranici medzi chórckou a regionálnou dimenziou je klimatický vplyv mohutnosti pohoria, bariérového efektu pohoria a drobnej výškovej členitosti územia. Poslednému vplyvu je venovaná časť podkapitoly 5.3, ktorá sa venuje vplyvu zrážkových úhrnov zvýšených na základe vertikálnej členitosti pahorkatiny (Miřkov, 1953; Bedrna a Miřian, 1967). Vplyvu bariérového efektu pohoria, ktorého výsledkom je zrážkový tieň je venovaná časť podkapitoly 5.2.

Na základe vyššie uvedených klimatických vplyvov, bolo rôznymi geografmi sformulovaných niekoľko ďalších jednoduchých zákonitostí, ktoré boli a sú označované ako rôzne typy zonálnosti pôd. Použitie slova zonálnosť nie je vo všetkých týchto prípadoch veľmi šťastné. Slovo zonálnosť je v geografickej literatúre chápané dosť široko. Vyplýva to z prevládajúcej geografickej interpretácie tohto slova. Väčšina geografov slovo zonálnosť

chápe ako schopnosť priestoru rozčleňovať sa na zväčša pretiahnuté rovné alebo zakrivené, či centrum obťahujúce pásy (Rodoman, 1968). Toto rozčleňovanie nie je náhodné ale je vždy dôsledkom nejakej príčiny (zónotvorný faktor). Pri takto širokom chápaní slova zonálnosť by sme k jej prejavom mohli zaradiť i vencovitý komplex pôd na obr. 11. Je zjavné, že použitie slova zonálnosť aj v tomto prípade by asi nebolo celkom na mieste. Slovo zonálnosť má oveľa jednoznačnejší význam v klimatológii. Klimatológovia slovo zonálnosť používajú v spojení s celoplanetárnou diferenciáciou zemskej klímy na jednotlivé klimatické pásma. Preto sa niekedy toto slovo zamieňa slovom pásmovitosť. Použitie slova zonálnosť má svoje opodstatnenie aj v súvislosti s klimaticky podmienenou celoplanetárnou diferenciáciou vegetačného alebo aj pôdneho krytu. Obidva tieto javy úzko súvisia s celoplanetárnou diferenciáciou zemskej klímy. Na tomto mieste si treba uvedomiť, že všetky ostatné „zonálnosti“ narušujú celoplanetárnu zonálnosť a teda voči nej pôsobia intrazonálne. Ma-Jang-Chih (1964) hovorí o koncentrickej intrazonálnosti pôd vnútrohorských kotlín a nie o koncentrickej zonálnosti pôd vnútrohorských kotlín. Ten istý autor hovorí aj o vertikálnej stupňovitosti kotlín a náhorných rovín. Vychádza z toho, že na pomenovanie procesu vzniku výškových vegetačných stupňov v dôsledku zmien klimatických podmienok s narastajúcou nadmorskou výškou sa viac hodí slovo stupňovitosť ako slovo zonálnosť. Vzhľadom na to, aby sa do literatúry nedostala ďalšia terminologická nejednoznačnosť, v ďalšom texte sú použité označenia zavedené pôvodnými autormi.

Tabuľka 10 Chronologické rady pôd v kvartéri na Trnavskej pahorkatine (Bedrna, 1999)

Obdobie	Katény pôd východým smerom od Malých Karpát			
günz	N + Sh + (RM)	S + Sh + (RM)	F + FM	
günz-mindel	KMr + HMr	RZ	FM + F	
mindel	N + (RM)	S + Sh + (RM)	F + FM	
mindel-ris	KMr	HMr	FM + GL + F	
ris	N + (RM)	Sh + S + (RM)	S + Sh + (RM)	
ris-würm	LM	HM	KM	ČM
würm	Sh + (RM)	S + (RM + KM)	S + (RM + ČM)	
holocén	PG + LM	HM	ČM	

Vysvetlivky: N – neogénne sedimenty, F – fluvialné sedimenty, S – spraše, Sh – sprašové hliny, ČM – černoze, HM – hnedozem, LM – luvizem, RZ – ferallsoly, KM – kambizem, PG – pseudoglej, KMr – kambizem rubefikovaná, HMr – hnedozem rubefikovaná, GL – glej, FM – fluvizem, RM – regozem. Pôdy uvedené v zátvorke sú slabo vyvinuté.

Už Mamitov a Makarenko (1964) pozorovali, že s nadmorskou výškou sa menia pôdy nielen na svahoch pohorí, ale aj pôdy vnútrohorských kotlín a dolín. Ma-Jang-Chih (1964) dopĺňa tieto poznatky o koncentrickú (vencovitú) intrazonálnosť pôd vnútrohorských kotlín a vertikálnu stupňovitosť kotlín a náhorných rovín. Koncentrickou intrazonálnosťou pôd vnútrohorských kotlín sa nebudeme zaoberať. Táto zákonitosť bola sformulovaná na základe

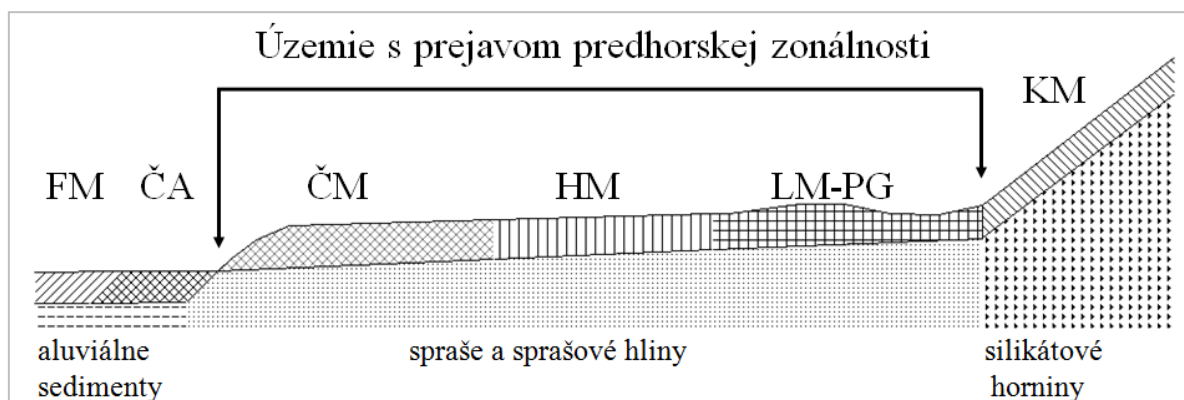
nárastu humidity od stredu k okrajom veľkých kotlín, resp. nížin, ktoré sú úplne alebo čiastočne obkolesené vysokými pohoriami. Táto zákonitosť je prejavom klimatických zmien súvisiacich s bariérovým efektom a mohutnosťou okolitých pohorí, čo sú faktory, ktoré boli uplatnené i pri formulácii iných zákonitostí platných aj v oveľa menších geografických jednotkách.

Vertikálna stupňovitosť kotlín a náhorných rovín patrí k zákonitostiam, ktoré sú primárne podmienené geomorfológiou a nadmorskou výškou územia. V rámci menších kotlín sa v menších nadmorských výškach vyskytujú terestrické pôdy suchších zarovnaných častí územia, zatiaľ čo vo veľkých nadmorských výškach sa vyskytujú semiterestrické oglejené typy pôd. To je prejavom postupne sa zvyšujúcej intenzity povrchového zamokrenia pôd v smere od nízko položených ku vysoko položeným kotlinám.

Určitá forma tejto zákonitosti sa v Západných Karpatoch prejavuje pri porovnaní pôd nižšie položených kotlín s výškami od 150 do 300 m n. m. (Košická, Lučenecká, Rimavská a Ipeľská), stredne položených kotlín s výškami od 300 do 400 m n. m. (Žiarska, Pliešovská, Zvolenská, Rožňavská a Hornonitrianska) a vysoko položených kotlín s výškami od 400 do 600 m n. m. (Liptovská, Popradská, Hornádska, Oravská a Žilinská). Zatiaľ čo v nízko položenej Košickej kotline sa okrem areálov glejov a fluvizemí nachádza aj malá enkláva černoziemí, dominujúcimi pôdami sú hnedozeme a vo vyšších polohách pseudoglejové luvizeme. Vo vyššie položenej Zvolenskej kotline to sú luvizeme pseudoglejové a kambizeme pseudoglejové. Vo vysoko položenej Popradskej kotline prevládajú luvizeme pseudoglejové, ktoré majú charakter albeluvisolov a pseudogleje. Spolu s nimi sa vyskytujú aj kambizeme pseudoglejové. Jednotlivé kotliny môžeme v tomto prípade chápať ako nižšie výškové stupne Západných Karpát. Potom dostaneme výškový rad pôd, ktorý začína intrazonálnou hnedozemou, pokračuje luvizemou a v najvyššie položených kotlinách končí tento rad pseudoglejom. Tento rad pôd reprezentuje nárast intenzity povrchového zamokrenia pôd s narastajúcou výškou kotlín a preto ho nemôžeme zamieňať s ďalej uvádzanou predhorskou zonalnosťou.

Ďalším efektom pôsobenia pohoria je jeho **mohutnosť**. V tomto prípade nie je dôležitý len nárast humidnosti. V rámci väčších a masívnejších pohorí dochádza k tomu, že veľké teplotné amplitúdy, ktoré môžu byť limitné pre rast niektorých rastlín, sa v porovnaní s menej masívnymi okolitými pohoriami začnú prejavovať už v menšej nadmorskej výške. Dôsledkom je presun hornej hranice rozšírenia menej odolných rastlín smerom dolu. Vznikajú tak širšie vegetačné stupne odolnejších rastlinných formácií, napr. smrekových lesov. Na minerálne slabom horninovom podklade v dôsledku kyslého prostredia, ktoré je podporené kyslým opadom z ihličnatých stromov sa to pri diferenciácii pôdnej pokrývky môže prejaviť rozšírením vertikálneho stupňa podzolových pôd. V prípade plošne rozsiahlejších pohorí dochádza nielen k vertikálnej diferenciácii ale i k diferenciácii v horizontálnom smere. Ak nebudeme zohľadňovať nadmorskú výšku, klimaticky najextrémnejšie podmienky by sme mali očakávať v strede pohoria. Preto v pohoriach dochádza často ku koncentrickému usporiadaniu prírodných zón, kde popri humidite významnú úlohu na priestorovej diferenciácii má aj teplota (Plesník, 1972).

Predhorská zonálnosť je primárne spätá s orografiou krajiny, presnejšie s existenciou pohoria a miernym nárastom nadmorskej výšky v smere k pohoriu. To núti vzdušné masy stúpať vyššie. S tým súvisí postupný nárast humidity v smere k pohoriu. Tento nárast sa môže začať prejavovať už vo veľkých vzdialenostiach od pohoria a preto jeho súvislosť s pohorím nemusí byť zjavná. Na predhorskú zonálnosť pôdy upozornil Sokolov (1959), ktorý ju v Kazachstane označil ako horizontálno-vertikálnu zonálnosť pôd. Liverovskij a Korbljum (1960) ju označili ako humídno-predhorskú a aridno-tieňovú zonálnosť pôd. Mičian (1967) použil názov predhorská alebo príhorská zonálnosť pôd. Mičianovu koncepciu predhorskej zonálnosti pôd v juhovýchodnej a v strednej Európe rozvinuli Bedrna a Mičian (1967) a neskôr ju prevzali Glazovskaja (1973), Haase (1978), Michal (1976) a ďalší autori. Jej vplyvom na vegetáciu Slovenska sa zaoberal Plesník (1975). Podľa pôvodnej koncepcie narastanie humidnosti klímy od príhorských rovín smerom k pohoriu, v strednej Európe, sa prejavuje zákonite usporiadaným topografickým radom pôd v poradí: černozem karbonátová → černozem modálna → černozem hnedozemná → hnedozem modálna → hnedozem luvizemná → luvizem modálna → luvizem pseudoglejová → pseudoglej modálny → pseudoglej luvizemný. Ak sa obmedzíme len na vymenovanie pôdnych typov, tak zákonitý rad pôd predstavuje černozem → hnedozem → luvizem + pseudoglej (obr. 15). Podľa IUSS Working Group WRB, 2007 a jeho prekladu do slovenčiny (Svetová referenčná báza..., 2012) môžeme tento rad zostaviť nasledovne: Calcaric Chernozems (kalkarické černozeme) → Haplic Chernozems (haplické černozeme) → Luvic Chernozems (luvické černozeme) → Haplic Luvisols (haplické luvisol) → Albi-haplic Luvisols (albi-haplické luvisol) → Albic Luvisols (albické luvisol) → Albi-gleyic Luvisols (albi-gleyické luvisol) → Haplic Planosols (haplické planosol) → Albic Planosols (albické planosol). V niektorých európskych regiónoch môžu niektoré pôdy z radu vypadnúť alebo sa nevyskytujú v súvislých pásoch. Príčinou môže byť ich vytesnenie azonálnymi pôdami. Atlas pôd Európy (Soil Atlas of Europe, 2005) navádza k tomu aby uvedený topografický rad pôd bol doplnený o feozem a jej subtypy, t. j. feozem greyickú, haplickú a luvickú s umiestnením medzi černozeme a hnedozeme, prípadne namiesto pôd typu hnedozem. Podľa Atlasu pôd Európy (Soil Atlas of Europe, 2005) takéto rady pôd existujú na Ukrajine medzi Lvovom a Ternopilom.



Obrázok 15 Základná schéma predhorskej zonálnosti pôd (upravené podľa Mičian, 2008)

Vysvetlivky: FM – fluvizem, ČA – čiernica, ČM – černozem, HM – hnedozem, LM – luvizem, PG – pseudoglej, KM – kambizem

Proti existencii zákonitosti rozšírenia pôd podmienenej efektom blízkosti pohorí na Slovensku, a nepriamo tým aj všade inde vo svete, publikovali svoje námietky Džatko (1966), Linkeš (1976) a Hraško a Linkeš (1988). Ich výhrady smerovali k nesplneniu troch podmienok existencie zonálnosti:

- vznik a vývoj pôdy v rozdielnych časových obdobiach, nakoľko černoze je reliktná pôda, zatiaľ čo hnedozem, luvizem a pseudoglej sú recentné pôdy,
- rozdielny pôdotvorný substrát, ktorý predstavuje pri černoze a hnedozemiach karbonátovú spraš, zatiaľ čo pri luvizemiach a pseudoglejoch nekarbonátové sprašové hliny,
- vplyv rozdielnych podmienok v dôsledku členitosti povrchu terénu, ktorý v zóne černoze je rovinou, zatiaľ čo v zónach hnedozemí, luvizemí a pseudoglejov zvlnenou pahorkatinou.

Na menované a ďalšie pripomienky reagovali Mičian a Bedrna (1990) príspevkom, v ktorom podrobne obhajovali existenciu predhorskej zonálnosti pôd na Podunajskej nížine. Antropogénny vplyv na vývoj černoze po nástupe lesa na step v druhej polovici holocénu znamená, že časť týchto pôd sa netransformovala na hnedozeme. Navyše topografický rad pôd nemusí vždy odpovedať chronologickému radu pôd. Predstava, že prejavy priestorových bioklimatických zmien môžeme spoznať len na pôdach, ktoré vznikli na tom istom substráte a približne v tom istom časovom období nie je celkom opodstatnená a ani ju nie je možné overiť, pretože v konkrétnych územiach takáto kombinácia nemôže reálne nastať. V podmienkach Trnavskej pahorkatiny je výskyt karbonátových spraší a nekarbonátových sprašových hĺn podmienený paleoklimaticky. Substráty sedimentovali v poslednej dobe ľadovej a prebiehajú v nich procesy vylúhovania. V rámci ich chemizmu sa prejavuje pôsobenie zvyšovania množstva atmosférických zrážok od roviny smerom k pohoriu. Vplyv členitosti reliéfu bol v príspevku dokumentovaný znázornením topografického radu pôd na Nitrianskej pahorkatine. Zóna černoze a hnedozemí na Nitrianskej pahorkatine sa nachádza v oblastiach s rovnakou členitosťou. To vylučuje domnienku, že väčší úhrn atmosférických zrážok v zóne hnedozemí (600 až 650 mm) oproti menej ako 600 mm úhrnu v zóne černoze môže byť podmienený len odlišnou členitosťou územia roviny a pahorkatiny.

Postupné narastanie množstva atmosférických zrážok, prípadne aj znižovanie teploty vzduchu a pôdy smerom k pohoriu v miernom klimatickom pásme podmieňuje postupnú zmenu štruktúry pôdnej pokrývky od humózných karbonátových černoze cez hnedozeme až ku slabo humóznym kyslým luvizemiam s inklúziami pseudoglejov. Túto sekvenciu pôd dokumentujeme opisom troch pôd z Trnavskej pahorkatiny:

Sonda č. 1 umiestnená v katastrálnom území obce Križovany nad Dudváhom (138 m n. m.)

Názov pôdy: *černoze kultizemná, mycelárne karbonátová, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

6 Diferenciácia pôdnej pokrývky na veľkom území

0 – 30 cm	Akp	farba navlhnutej ornice hnedočierna, drobno hrudkovitá až hrudkovitá, prachovitohlinitá ornica, prechod je zreteľný a rovný
31 – 60 cm	Am/Cc ₁	farba navlhnutej zeminy hnedočierna (tmavšia), hrudkovitá, prachovitohlinitá zemina s kyprou konzistenciou, v hĺbke od 34 cm biele tenké pseudomycélia uhličitanov, postupný prechod do ďalšieho subhorizontu
61 – 80 cm	Am/Cc ₂	farba navlhnutej zeminy žltosedá, drobno hrudkovitá, prachovitohlinitá zemina s drobivou konzistenciou, vlnovitý prechod do spraše s existenciou krátkych zátekov
≥ 81 cm	Cc	farba navlhnutej karbonátovej spraše svetlo plavá, prizmatická, prachovitohlinitá spraš má nevýraznú štruktúru

Sonda č. 2 umiestnená v katastrálnom území obce Bínovce, na chrbte s južnou expozíciou (198 m n. m.)

Názov pôdy: *hnedozem kultizemná, luvizemná, prachovitohlinitá z eolickej spraše*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 23 cm	Akp	farba navlhnutej ornice sivohnedá, hrudovitá, prachovitohlinitá ornica drobivej konzistencie, na agregátoch poprašky vybieleného sivého prachu, prechod je zreteľný
24 – 35 cm	(El)/Bt	farba navlhnutej zeminy svetlo sivohnedá, náznakovo doskovitá, prachovitohlinitá zemina pevnej konzistencie, zreteľná bielo hnedá škvrnitosť a tmavo hnedé broky Fe a Mn
36 – 56 cm	Bt ₁	farba navlhnutej zeminy žltohnedá, drobno polyedrická až kockovitá, prachová zemina s tuhou konzistenciou, postupný prechod do ďalšieho horizontu
57 – 86 cm	Bt ₂	farba navlhnutej zeminy žltosedá (svetlejšia), polyedrická až drobno prizmatická, prachovitohlinitá zemina s tuhou konzistenciou, zreteľný vlnovitý prechod.
≥ 87 cm	Cc	farba navlhnutej karbonátovej spraše sivo žltá, prachovitohlinitá spraš s povlakmi uhličitanov a drobnými cicvarmi

Sonda č. 3 Umiestnená v katastrálnom území obce Naháč, na chrbte pahorka s juhovýchodnou expozíciou a sklonom 5° (280 m n. m.).

Názov pôdy: *luvizem kultizemná, hlinitá až ílovitohlinitá z eolickej spraše a svahovín*

Morfológia a stratigrafia pôdneho profilu:

0 – 21 cm	Akp	farba navlhnutej ornice svetlosivá, náznakovito drobno hrudkovitá, prachovitá ornica s tmavo hnedými konkréciami, prechod je zreteľný
22 – 37 cm	El	farba navlhnutej zeminy sivá, hniezda vybieleného prachu, lístkovitá až zliata, prachovitá zemina drobivej konzistencie s množstvom malých hnedých modulov Fe a Mn, zreteľný vlnovitý

		prechod
38 – 53 cm	E/Bt	farba navlhutej zeminy 10 YR 7/6, veľmi drobno prizmatická, hlinitá zemina s tuhou konzistenciou, zreteľný prechod
54 – 90 cm	Bt ₁	farba navlhutej zeminy 10 YR 7/6, tmavé škvrny, drobno prizmatická, ílovitohlinitá zemina s veľmi tuhou konzistenciou, lokálne nepatrné oglejenie, menší výskyt kamienkov, na agregátoch náteky orientovaného ílu, postupný prechod
≥ 91 cm	Bt ₂	farba navlhutej zeminy 10 YR 7/6, hrubo prizmatická, ílovitohlinitá zemina s množstvom drobných granitových úlomkov, na agregátoch občasné náteky orientovaného ílu, výskyt modulov Fe a Mn ²¹

Podľa fyzikálneho rozboru týchto pôd (tab. 11) v smere k Malým Karpatom narastá intenzita vertikálneho posunu ílu a koloidov. Zatiaľ čo u černoze obsah ílu v jednotlivých horizontoch sa pohybuje v rozsahu medzi 12 až 19 %, u horizontov hnedozeze v dôsledku vnútropôdneho zvetrávania a vertikálneho posunu je rozdiel väčší (14 až 32 %). U luvizeze bol zistený trojnásobný rozdiel v obsahu ílu medzi eluviálnym a iluviálnym horizontom (12 % a 33 %). Naopak je tomu v prípade obsahu uhličitanov alebo stupňa nasýtenia sorpčného komplexu bázičnými kationmi.

Tabuľka 11 Chemické a fyzikálne vlastnosti pôd reprezentujúcich predhorskú zonálnosť na Trnavskej pahorkatine (Bedrna, 1966)

Sonda č.	Horizont	Hĺbka (cm)	pH v KCl	V (%)	CaCO ₃ (%)	Humus (%)	N _{tot} (%)	Frakcia (%) < 0,001 mm
1	Akp	0 – 30	7,4	100	5,7	2,31	0,13	13,4
	Am/Cc ₁	31 – 60	7,6	100	10,8	1,79	0,1	19,2
	Am/Cc ₂	61 – 80	7,4	100	21,8	1,09	0,07	18,6
	Cc	≥ 81	7,8	100	25,2	0,28	0,003	11,7
2	Akp	0 – 23	6,5	80	0,0	1,34	0,08	16,7
	(El)/Bt	24 – 35	6,4	85	0,0	1,03	0,06	18,9
	Bt ₁	36 – 56	6,3	87	0,0	0,48	0,05	31,8
	Bt ₂	57 – 86	6,2	95	0,0	0,41	0,04	27,3
	Cc	≥ 87	7,3	100	16,0	0,24	0,01	13,6
3	Akp	0 – 21	6,1	86	0,0	1,17	0,06	10,4
	El	22 – 37	5,2	57	0,0	0,78	0,04	11,6
	E/Bt	38 – 53	4,9	60	0,0	0,38	0,02	15,1
	Bt ₁	54 – 90	5,1	66	0,0	0,31	0,01	25,9
	Bt ₂	≥ 91	5,2	73	0,0	0,15	0,01	32,9

V – stupeň nasýtenia sorpčného komplexu bázičnými kationmi, N_{tot} – totálny dusík

²¹ Indexy horizontov: Akp – kultivačný orníkový horizont, Am – molický horizont, El – eluviálny luvický horizont, Bt – iluviálny luvický horizont, Cc – substrátový karbonátový horizont. Index v zátvorke = príznak horizontu.

Množstvo humusu v povrchových horizontoch pôd klesá od černoze (2 až 3% obsah) k luvizemiam (1 až 2% obsah). Klesá aj celkový obsah dusíka, a to z 8 až 13 t.ha⁻¹ až na 5 až 7 t.ha⁻¹.

Bedrna a Mičian (1967) sa zaoberali vplyvom Východných Karpát na klímu predhoria. Tento vplyv dosahuje až po hranice černoze v lesostepnej zóne. Juhovýchodne od Lvova sa na Ukrajine sformovali predhorské pôdne zóny, ktoré sú paralelné s hlavným horským chrbtom Karpát. Na pás černoze nadväzuje pás feozemí. Tento pás smerom k úpätiu pohoria prechádza do viac alebo menej súvislej zóny albeluvisolov a pseudoglejov. Predhorská zonálnosť pôd sa prejavuje aj medzi balkánskymi rovinami a Južnými Karpatmi. V Rumunsku na sever od Dunaja sa rozprestiera rozsiahla zóna černoze hnedozemných a černoze luvizemných. Táto zóna sa v blízkosti Južných Karpát mení na zónu feozemí modálnych alebo luvizemných. Na juh od Dunaja v severnom Bulharsku pozorujeme skoro zrkadlový obraz pôd južného Rumunska. Chýba len zóna feozemí modálnych a luvizemných v predhorí Starej planiny. Roviny a pahorkatiny medzi Karpatmi, Dinármí a Alpami poskytujú ďalšie príklady predhorskej zonálnosti pôd. K Belehradu siaha hlavný areál rozšírenia panónskych černoze. Južne od Belehradu začína zóna feozemí luvizemných a bližšie k Dinárom zóna hnedozemí pseudoglejových až luvizemí modálnych. Územie medzi Dunajom, jazerom Balaton a Alpami je taktiež zaujímavé z hľadiska predhorskej zonálnosti pôd. Modálne karbonátové černoze smerom od Balatonu k Alpám prechádzajú do zóny černoze hnedozemných a hnedozemí modálnych. Pri Viedni južne od rieky Dunaj zónu hnedozemí modálnych pri úpätí Álp strieda pomerne mohutná zóna kyslých pseudoglejov. Taktiež smerom na sever, napr. pri úpätí Bukových vrchov, na zónu hnedozemí nadväzuje zóna luvizemí modálnych a pseudoglejov.

V tropických a subtropických oblastiach sa predhorská zonálnosť pôd prejavuje podobne ako v miernom pásme narastaním obsahu ílu a koloidov (zmena Bv horizontu na Bt horizont) smerom k pohoriu. To sa prejavuje zmenou farby pôdy z červenej na žltú ako aj zmenou pôdnej reakcie z neutrálnej na kyslú.

Ak hovoríme o predhorskej zonálnosti máme na mysli humídnu predhorskú zonálnosť. Jej opakom na záveternej strane pohoria môže byť aridná (tieňová) predhorská zonálnosť, ktorá sa prejavuje v zrážkovom tieni (pozri podkapitolu 5.2). V tomto prípade ja ale vhodnejšie používať vžitú označenie „**príhorská aridná zonálnosť**“. Príhorská aridná zonálnosť zasahuje do štruktúry pedosféry podobne intenzívne ako humídna predhorská zonálnosť pôd. Nejde ale o tú istú zákonitosť. Jej vplyv je oveľa výraznejší v tropických a subtropických oblastiach. V týchto klimatických pásmach je zmenšovanie zrážkových úhrnov na záveterných stranách pohorí oveľa výraznejšie ako v miernom klimatickom pásme a preto sa na príslušných úpätiach pohorí vyskytujú rôzne aridné pôdy.

V strednej Európe sa aridná (tieňová) príhorská zonálnosť prejavuje na Veľkej Podunajskej nížine, ktorá je ako súčasť Panónskej panvy zo všetkých strán obkolesená vyššími pohoriami. V jej východných a južných častiach sa vyskytujú aridné „pusty“ s veľkými areálmi zasolených pôd alebo kastanozemí. Pôdy púst sa vyvíjajú v teplej klíme v dažďovom tieni. Týmto sme sa znovu dostali k tomu, prečo sme sa odmietli zaoberať

koncentrickou intrazonálnosťou pôd vnútrohorských kotlín. Vznik púst by sme čiastočne mohli vysvetliť i na základe pôsobenia tejto zákonitosti.

6.2 Vplyv mezoreliéfu

Lokálna členitosť územia súvisí s morfografickými typmi reliéfu (rovina, pahorkatina, vrchovina, hornatina a veľhornatina). Kritériom pre definovanie týchto pojmov je vertikálna členitosť reliéfu. Vertikálna členitosť na danom mieste je najčastejšie určovaná na základe výškových rozdielov vo vnútri definovanej geometrickej plochy (kruh, štvorec) určitej veľkosti s ťažiskom na danom mieste. V prípade použitého kruhu hodnota vertikálnej členitosti rastie so zväčšovaním jeho polomeru až po určitú hranicu, ktorá súvisí s hodnotou vlnovej dĺžky reliéfu v danej oblasti. V tab. 12 sú uvedené údaje o vertikálnej členitosti jednotlivých morfografických typov reliéfu často používané pre územie Slovenska.

Tabuľka 12 Morfografické typy georeliéfu na území Slovenska (Lukniš, 1972)

Morfografický typ	Vertikálna členitosť (m)
rovina	0 – 30
pahorkatina	31 – 100
nižšia vrchovina	101 – 180
vyššia vrchovina	181 – 310
nižšia hornatina	311 – 470
vyššia hornatina	471 – 640
veľhornatina	≥ 641

Vertikálna členitosť sa stala základným rozlišovacím kritériom morfografických typov reliéfu pretože vyjadruje mieru a spôsob rozčlenenia reliéfu, ktorý sa odráža v celkovom vzhľade územia. V rámci každého morfografického typu reliéfu existujú špecifické prejavy klímy, vegetácie a samozrejme aj pôd. Striedanie depresných a vyvýšených foriem reliéfu je vlastné všetkým morfografickým typom reliéfu. Rozdiel medzi nimi ale spočíva v mohutnosti a morfológii týchto foriem. To samozrejme okrem iných faktorov vplýva i na distribúciu vody. Najviac bezodtokových depresíí nájdeme na Slovensku na rovinách. Niektoré sú veľmi plytké ale napriek tomu sú schopné hromadiť vodu a teda sú vlhkejšie ako okolité mierne vyvýšené oblasti. Často sa v nich vyvíjajú glejové, prípadne pseudoglejové pôdy. V pahorkatinách sú bezodtokové depresie pomerne vzácne. Nízke vyvýšeniny pahorkatín oddeľujú od seba väčšinou nevýrazné neprietočné alebo väčšie periodicky prietočné doliny. Voda je v prípade zrážkovej udalosti rýchlo odvádzaná do recipientu ale napriek tomu sú dna dolín vlhkejšie ako okolité svahy. Väčšie sklony svahov sú príčinou intenzívnej vodnej erózie. Príklad charakteru štruktúry pôdnej pokrývky ovplyvnenej zníženými a vyvýšenými časťami reliéfu pahorkatiny je uvedený v podkapitole 5.1. V prípade vrchovín sa už v dolinách stále častejšie začínajú objavovať trvalé potôčiky, ktoré si môžu začať vytvárať vlastné nivy

s formami typickými pre rovinatý reliéf. V rámci hornatín a veľhornatín sa v stále väčšej miere začína prejavovať aj vplyv nadmorskej výšky. S nárastom nadmorskej výšky dochádza k zvyšovaniu zrážkových úhrnov a k posunu teplôt k nulovým hodnotám, čo podporuje hrubý mechanický rozpad hornín. V európskych veľhorách sa to vo veľkých nadmorských výškach často prejavuje ostro rezaným reliéfom.

Na rozdiely medzi rovinou a pahorkatinou a ostatnými morfografickými typmi reliéfu reagujú pôdy znižovaním pH a obsahu humusu a zvyšovaním intenzity vnútropôdneho zvetrávania hornín a minerálov ako aj vertikálneho posunu ílu a koloidov v pôdnej hmote. Hlavnou príčinou rozdielov v štruktúre pôd v rámci zníženín a vyvýšení jednotlivých morfografických typov georeliéfu je zamokrenie alebo vysušenie.

Pre diferenciáciu pôdnej pokrývky je rast nadmorskej výšky dôležitejší ako samotný morfogenetický typ a jeho reliéfné formy. Zatiaľ sa ale tejto problematiky dotkneme len okrajovo. Napriek tomu, že zmeny klímy v závislosti od nadmorskej výšky, teda od mezoreliéfu môžeme zaradiť medzi mezoklimatické prejavy, výškovú stupňovitosť pôd budeme chápať ako prejav individuálnych geografických priestorových jednotiek (makropedochór) a podrobne sa ňou budeme zaoberať až v nasledujúcej kapitole.

Výšková stupňovitosť pôd sa začína prejavovať už na svahoch nižších pohorí. Podľa klimatickej zóny, v ktorej sa pohorie nachádza prvý najnižší stupeň predstavujú rozdielne pôdy. V tropických a subtropických oblastiach sú to červené ferralsoly a nitisoly s vnútropôdnym zvetrávaním hornín a minerálov a difúznym prechodom medzi horizontmi. Nad nimi leží stupeň lxisolov a kyslých alisolov a akrisolov, zriedkavejšie hnedých kambizemí. V miernom klimatickom pásme v prvom výškovom stupni prevažujú kambizeme. Nižšie na úpätí svahu je to modálny subtyp, vyššie luvizemný. To platí pre oblasti s kyslými a bázickými zvetralinami pevných hornín. Na zvetralinách karbonátových hornín sa s nadmorskou výškou karbonátová rendzina modálna mení na slabo kyslú rendzinu kambizemnú.

6.3 Hydrologické podmienky

Zasolené pôdy (salsodické pôdy) v miernom klimatickom pásme sprevádzajú zónu černoziemí a kastanoziemí ale nájdeme ich aj vo vnútri areálov azonálnych kalcisolov, fluvizemí, glejov a vertisolov. O príčinách vzniku slanísk a slancov sme hovorili v podkapitole 5.4. Slaniská a slance sú azonálne pôdy, ktoré sa najčastejšie vyskytujú v podobe malých okrskov. Takéto príklady môžeme nájsť aj na Slovensku, napr. v katastrálnych územiach obcí Patince, Iža alebo Jatov na Podunajskej nížine, prípadne Malé Raškovce, Malčice alebo Malý Horeš na Východoslovenskej nížine. Napriek tomu sa v Európe napr. v aridnej oblasti pri Kaspickom mori vyskytujú plošne rozsiahle okrsky týchto pôd. Zasolené pôdy vznikajú predovšetkým z morských usadenín s vyšším obsahom vo vode rozpustných solí v podmienkach výparného režimu. Vyzrážané soli pochádzajú z blízko pri povrchu sa nachádzajúcich veľkých zásob fosílny silno mineralizovanej vody. Táto voda pochádza z Kaspického mora, ktoré v minulosti, predovšetkým v severnej časti zasahovalo až

niekoľko sto kilometrov do vnútrozemia a vytvorilo tak dostatočne širokú zónu vhodnú pre vznik zasolených pôd.

Nadbytok povrchovej vody alebo vysoká hladina slabo mineralizovanej podzemnej vody môže byť príčinou vzniku hygromorfných (glej, pseudoglej) a organických (organozem) pôd spolu s fluvizemou alebo čiernicou. Tieto azonálne pôdy môžu tvoriť základ pôdnej pokrývky rozsiahlych území. Glejové pôdy sa vyskytujú nielen lokálne pri malých jazierkach, močiaroch a potokoch, ale tvoria aj rozsiahle areály zamokrených pôd pri väčších riekach, alebo v depresných územiach z menej drénovanými pôdami. Zhoršená priepustnosť pôd nemusí byť spôsobená len charakterom uloženia a zloženia pôdneho materiálu. Za takéto pôdy môžeme považovať kryosoly severných oblastí Eurázie a Severnej Ameriky. Kryosoly sa vyvinuli na permafroste, to znamená, že súčasťou pôdy je aj nikdy nerozmŕzajúca vrstva ľadu alebo jeho úlomkov.

Nadbytok vody je nevyhnutnou podmienkou pedogenézy organozemí. Organozeme sa v strednej Európe vyskytujú v podobe menších areálov ale v severných oblastiach Eurázie a Severnej Ameriky sú to niekedy veľmi veľké areály. Súvisí to s rozsiahlymi zamokrenými plochami nížin týchto oblastí. Známe rozsiahle rašeliniská v Európe sa vytvorili v Rusku, Bielorusku alebo v Škótsku a v Írsku.

6.4 Geologické podmienky

Niekedy na rozsiahlom území prevažuje jedna hornina, ktorá determinuje štruktúru pôdneho krytu. Takou horninou môže byť napr. spraš. Aj vulkanické výlevy a horniny s vysokým podielom vulkanického skla alebo napučiavajúcich ílov môžu pokrývať veľmi veľké územia. Tak je tomu v mnohých častiach Ánd, na Islande, Japonských ostrovoch, Sachaline, Kamčatke a vo francúzskom Centrálnom masíve alebo v oblasti Dekanskej plošiny v Indii a na Etiópskej vysočine. Tomu odpovedá aj prevažujúca pôda typu andosol alebo vertisol. Podobne veľké plochy na kontinentoch zaberajú pohoria budované vápencami alebo dolomitmi. V Európe je to väčšina pohorí Dinárov, veľká časť Álp, Slovenský kras atď. Obsah uhličitanov v pôdotvornom substráte vedie k vytvoreniu pôd typu rendzina alebo pararendzina. Kyslé prostredie je podmienené zvetrávaním kyslých kryštalických a metamorfovaných hornín, ku ktorým patrí granit, rula, diorit, amfibolit atď. Českomoravská vrchovina je oblasťou s rozsiahlym výskytom granitoidov. Kyslé horniny budujú aj niektoré časti Álp (Vysoké Taury, Nízke Taury, Grajské Alpy, Walliské Alpy), Južné Karpaty, Liptovské Tatry, Vysoké Tatry, Oravskú Maguru alebo Slovenské rudohorie. Pôdotvorné substráty z týchto hornín podporujú vývoj pôd typu podzol a ranker. Osobitnou skupinou hornín sú bázické pevné horniny rôzneho pôvodu, ako napr. bazalty, serpentinity a tufy, ktoré pri zvetrávaní brzdia priebeh luvizemných a podzolových procesov. Preto sa na zvetralinách bázických hornín vytvárajú iné asociácie pôd ako na zvetralinách karbonátových alebo kyslých hornín. Podstatné rozdiely vznikajú pri porovnaní všetkých troch horninových kategórií. Okrem pôsobenia chemizmu hornín na vznik rôznych pôdnych asociácií vplyvajú na ne aj rozdiely vo fyzikálnych vlastnostiach hornín. Vzniku niektorých zonálnych typov

pôdy na danom území môže brániť extrémna, napr. piesočnatá alebo ílovitá, textúra a dvojsubstrátovosť²² podmienená nehomogénnou sedimentáciou niektorých hornín.

Jednotlivé slovenské nížiny majú rôzne geologické zloženie. V ich podloží sa nachádzajú neogénne morske sedimenty, ktoré sú prekryté rôznymi mladšími fluvialnymi alebo eolickými sedimentmi. Tieto sedimenty sa líšia textúrnym zrnitostným zložením a obsahom uhličitanov. Zatiaľ čo na Záhorí na Borskej nížine prevládajú silikátové (kyslé) piesky, na Podunajskej rovine to sú karbonátové štrky, piesky a hliny a na Východoslovenskej nížine nekarbonátové ílovité sedimenty. Rieky počas kvartéru premiestňovali svoje korytá a tak rieka Morava, ktorá pred 2 miliónmi rokov tiekla v zníženine pozdĺž Malých Karpát je v súčasnosti od nich vzdialená 50 km na severozápad. Podobne tomu bolo aj s Dunajom a jeho prítokmi, ako aj s východoslovenskými riekami. Z tohto dôvodu fluvialne sedimenty pokrývajú podstatnú časť slovenských nížin.

Nížšie pahorkatiny slovenských nížin: Chvojnická, Trnavská, Nitrianska, Hronská, Ipeľská a Východoslovenská sú pokryté predovšetkým karbonátovou sprašou, ktorej vrstvy sú hrubé len do 10 miestami do 25 metrov. Preto sa pozdĺž niektorých tektonických zlomov dostali na povrch neogénne morske usadeniny. Na Ipeľskej pahorkatine a Hronskej pahorkatine sa s nimi môžeme stretnúť častejšie ako na Nitrianskej pahorkatine a Trnavskej pahorkatine. V zóne sprašových hnedozemí sa tu na neogénnych sedimentoch vyvinuli ostrovčeky kambizemí.

Na úpätí svahov pohorí Západných Karpát lemujúcich slovenské nížiny sú spraše prekryté alebo sú premiešané s deluvialnymi a proluvialnymi zvetralinami pevných hornín týchto pohorí. Tieto zvetraliny sa po vylúhovaní uhličitanov transformovali na sprašové hliny.

Vo vyšších slovenských pahorkatinách a vrchovinách (Myjavská, Kysucká, Oravská, Podbeskydská, Ľubovnianska, Šarišská, Ondavská a Laborecká) prevažujú pôdotvorné substráty zložené zo zvetralín pieskovcov, ílovcov, bridlíc a zlepecov flyšových paleogénnych morských uloženín. Geologickú stavbu tu môžu komplikovať menšie vápencové bradlá, ktoré vystupujú na povrch z obalových flyšových a slienitých vrstiev bradlového pásma. Nízko, stredne aj vysoko položené kotliny Západných Karpát majú pestré geologické zloženie. Prevládajú nekarbonátové neogénne hlinité morske sedimenty a sprašové nekarbonátové hliny.

Jednotlivé pohoria Západných Karpát sú budované karbonátovými (vápence, dolomity, sliene, travertíny), bazickými (bazalty, melafýry, gabrá, amfibolity) a kyslými (granity, svory, ruly, granodiority, svory, andezity, znelce, ryolity, kremence) horninami. Pásmo jadrových pohorí má kryštalické jadrá tvorené granitom, rulou, granodioritom,

²² V tejto súvislosti je zaujímavá pedogenéza ruských albeluvisolov (pôvodný názov: mačinovo-podzolové pôdy). Kovda (1973) sa snažil ukázať, že výrazná jazykovitá morfológia vybielených zátekov v luvickom akumuláčnom horizonte Bt týchto pôd je spôsobená dvojsubstrátovosťou fluvio-glaciálnych sedimentov Východoeurópskej nížiny.

svorami, amfibolmi, kremencami a inými kryštalickými a metamorfovanými horninami. Horninové zloženie tu komplikujú pozostatky príkrovov s vápencami, dolomitmi a slieňmi.

Mezozoické usadeniny tvoria obal kryštalických jadier. V obalových sériách sa najčastejšie vyskytujú vápence, dolomity, slieň, travertíny, dolomitické vápence a slienité bridlice s vložkami pieskovcov. Sopečné pohoria vnútorného pásma Západných Karpát vyplňajú vulkanické horniny pestrého zloženia. Najčastejšie to sú andezity, dacity, ryolity, bazalty, ako aj ich brekcie a tufy.

V Európe sú v škandinávskych krajinách pôdotvornými substrátmi najčastejšie zvetraliny granitov, rúl a kremencov (kyslé kryštalicke horniny). Väčšina územia Poľska, severné Nemecko, pobaltské štáty a severozápadná časť Ruskej federácie je pokrytá kvartérnymi fluvio-glaciálnymi sedimentmi. Južnejšie od nich v rámci Východoeurópskej nížiny sú rozsiahle sprašové areály. Aluviálne riečne uloženiny prevládajú pozdĺž všetkých veľkých európskych riek. Dominantnými horninami pre tvorbu pôdotvorných substrátov v Španielsku, Grécku, Chorvátsku a iných štátoch južnej Európy sú karbonátové horniny.

Aridita hlavne v tropickom a subtropickom a menej aj v miernom klimatickom pásme postihuje rozsiahle územia (púšte a polopúšte). Najčastejšími pôdami na týchto územiach sú litosoly a arenosoly. Tieto pôdy sú v aridných oblastiach rozšírené vďaka prevažujúcemu fyzikálnemu zvetrávaniu telotnými zmenami a premiestňovaniu produktov zvetrávania vetrom. Aj keď tieto procesy sú klimaticky podmienené, litosoly a arenosoly sú azonálne pôdy. Ich vznik nesúvisí so žiadnym bioklimatickým faktorom, ale práve naopak s absenciou týchto faktorov. V súvislosti s absenciou vegetácie sa pri ich vzniku nestáva dominantným faktorom diferenciácia bioklimatických faktorov, ale diferenciácia horninového zloženia.

6.5 Vplyv vegetácie

Adaptácia vegetácie na klimatické podmienky, ale nie len na ne, sa prejavuje vznikom osobitných rastlinných spoločenstiev. Rastlinné spoločenstvá na úrovni asociácie alebo zväzu sú dobrým indikátorom prírodných podmienok daného územia. Vegetácia môže citlivo reagovať na naklonený svah s danou expozíciou alebo mierne zvlnený rovinatý terén. V prvom prípade ide o reakciu na úhrn slnečnej radiácie a v druhom prípade o reakciu na pôdnu vlhkosť. Zatiaľ čo južné svahy pohorí pokrývajú teplomilné a svetlomilné rastliny, na severných svahoch rastie viac chladnomilných a tieňomilných druhov rastlín. V miernom klimatickom pásme sa to priamo prejavuje aj na produkcii biomasy. Južné svahy vyšších európskych pohorí produkujú viac opadanky a majú teda humóznejšie pôdy ako pôdy severných svahov. Na mierne zvlnenom rovinatom teréne rastú v teplom a relatívne suchšom prostredí často len tráv, zatiaľ čo v humídnejšej a chladnejšej klíme sú rozšírené lesné porasty.

Taktiež horninové zloženie výrazne zasahuje do zloženia rastlinných spoločenstiev. Na kyslých vlhších substrátoch rastú kyslomilné rastliny, zatiaľ čo na vápencoch, v suchšom a teplejšom prostredí, rastú vápnomilné druhy rastlín. Svahy krasových oblastí sa vyznačujú nielen redším porastom drevín a bylín ale aj nižším obsahom humusu v plytších pôdach.

Podobne pôsobí vzájomné ovplyvňovanie medzi piesočnatými a ílovitými pôdami vytvorenými z príslušných hornín a príslušnými rastlinnými spoločenstvami. Dokumentuje to rozšírenie podzolov na pieskoch Záhorskej nížiny pod dubovo borovicovým porastom a živorenie nahnutých drevín na napučievajúcich a usadnutých pôdach typu smonica na Unínskej pahorkatine.

Pre vývoj pôdy je veľmi dôležitý objem (tab. 13) a kvalita odumretej biomasy. Táto v pôde mineralizuje, humifikuje alebo podlieha rašelineniu. Časť organickej hmoty, ktorá pochádza z mŕtveho edafónu a odumretých koreňov rastlín, zostáva priamo v pôdnom sole. Väčšina organickej hmoty sa ale hromadí na povrchu pôdy v jej pokrývkovej vrstve. Pokrývková vrstva sa môže časom premeniť na humus alebo rašelinu. Množstvo organickej hmoty sa uloží v hydromorfnom prostredí v podobe rašeliny (organozeme). Prirodzené zvyšovanie obsahu humusu v pôdach nemusí byť vždy priamo úmerné množstvu biomasy produkovanej daným ekosystémom. Závisí to od pomeru organickej hmoty, ktorá v daných podmienkach podľahne mineralizácii a humifikácii. V procese mineralizácie sa organické látky v teplom a vlhkom prostredí úplne rozložia. Preto sa najviac organickej hmoty neuchováva v prostredí humídnych tropických lesov, ktoré produkujú najviac biomasy.

Tabuľka 13 Ročná priemerná svetová produkcia ekosystémov (Kubíček, 1977)

Vegetačný typ	Plocha (10 ⁶ km ²)	Primárna produkcia	
		(g.m ⁻² .rok ⁻¹)	Spolu (10 ⁹ t)
tropické a subtropické vždyzelené lesy	24,5	1 500 – 2 000	45,3
opadavé tropické lesy	7,0	1 000	7,0
listnaté lesy mierneho pásma	5,0	1 000	5,0
boreálne lesy	12,0	500	6,0
medzernaté a krovinaté lesy	8,5	600 – 800	5,4
tundra	8,0	140	1,1
stepi	18,0	70	1,3
bylinné porasty v trópoch	15,0	700	10,5
bylinné porasty v miernom pásme	9,0	500	4,5
púšte	24,0	1	–
kultúrne ekosystémy	14,0	650	9,1
sladkovodné ekosystémy	4,0	1 250	5,0
kontinenty spolu	149,0	669	100,2

Najviac humusu sa tvorí z organickej hmoty bohatej na minerály (odpad z tráv a bylín) v prostredí, kde dostatočne vlhké a teplé obdobie pre rast tráv je striedané dlhším obdobím presušenia, ktoré môže byť spôsobené napr. premrznutím vrchných častí pôdy. V tomto období nedochádza k mineralizácii organickej hmoty. V miernom pásme sú k týmto podmienkam najbližšie podmienky prevládajúce na semiaridných až semihumídnych stepiach, horských lúkach a v lesoch s bohatým bylinným podrastom. Najviac humusu

obsahujú černozeme, umbrisoly a feozeme. Menej humusu obsahuje väčšina tropických a subtropických pôd (akrysol, alisol, ferralsol, lixisol a plintosol) ako aj pôd častých v aridných oblastiach (kastanozeme, zasolené pôdy, arenosol a niektoré leptosol a regosol). Na obsah humusu a teda aj organického uhlíka v pôdach nevlýva len klíma a biota, ale aj povrchová a podzemná voda, a samozrejme aj človek. Pôdy s vysokým obsahom humusu vznikajú a vyvíjajú sa aj v hygromorfnom nezasolenom prostredí. Patria k nim gleje a čiernice.

Obsah humusu u niektorých pôd je uvedený v tab. 14. Pôdy sú súčasťou celosvetového kolobehu uhlíka. Celosvetová zásoba uhlíka v pôde je 2 700 Gt, z toho je 1 550 Gt organického uhlíka a 950 Gt je anorganického uhlíka. Je to trikrát väčšie množstvo ako v prípade atmosférického uhlíka. Nezanedbateľné je aj množstvo metánu pochádzajúceho z hnilobných procesov, ktorý je uväznený v permafroste (kryosol). Uvoľňovanie tohto skleníkového plynu pri roztápaní permafrostu sa môže v budúcnosti, aj po obmedzení vypúšťania emisií CO₂, stať príčinou pokračovania klimatických zmien. Pôdy si aj z tohto dôvodu zasluhujú zo strany ľudskej spoločnosti najvyšší stupeň záujmu a ochrany.

Tabuľka 14 Obsah humusu a organických látok u niektorých pôd (Kovda, 1974)

Pôdny typ	Obsah humusu a organických látok (t.ha ⁻¹)
litozeme	10 – 50
slaniská	20 – 80
regozeme (arenické)	50 – 110
rankre	50 – 160
slance	50 – 140
rendziny	100 – 240
ferralsol	100 – 250
kastanozeme	120 – 150
kryosol	120 – 160
pseudogleje	140 – 230
gleje	150 – 220
lixisol	150 – 300
nitisol	150 – 350
luvizeme	160 – 190
hnedozeme	160 – 290
kambizeme	160 – 600
albeluvisol	180 – 250
fluvizeme	180 – 360
černozeme (podunajské)	250 – 500
podzol	250 – 560
čiernice	350 – 650
černozeme (východoeurópske)	800 – 1 000

7 Pôdy v regionálnej a planetárnej dimenzii

Na svahoch pohorí môžeme pozorovať výškovú stupňovitosť pôd, ktorá je dôsledkom nárastu humidnosti klímy a znižovania teploty vzduchu od úpätia k vrcholu pohoria. Podobne ako pôdy menia sa aj rastlinné spoločenstvá. Na svahoch pohorí Západných Karpát sa dubovo hrabový les mení na bukový les, ten na smrekový les a ten na kosodrevinu. V najvyšších pohoriach Karpát zmeny končia v subalpínskych lúkach alebo až v preriedených porastoch machov a lišajníkov. Vzhľadom na ekologickú valenciu druhov tvoriacich dané rastlinné spoločenstvo sa tieto zmeny nedejú postupne ale náhle. Na svahoch pohorí tak vznikajú aj ľudským okom ľahko rozlíšiteľné vegetačné stupne s dominujúcim rastlinným druhom alebo skupinou dominujúcich rastlinných foriem alebo druhov.

V kapitole 6 je uvedené, že vplyv klimatických podmienok s rastúcou nadmorskou výškou na diferenciáciu pôd sa začína prejavovať už v rámci chórických jednotiek geografického priestoru. Výškovú stupňovitosť pôd sme ale zaradili až do tejto kapitoly. Toto rozhodnutie je založené na tom, že prejavy výškovej stupňovitosti sa líšia od pohoria k pohoriu, a preto túto zákonitosť už budeme považovať za prejav individuálnych geografických priestorových jednotiek (pozri posledný stĺpec v tab. 1).

Aj keď jednotlivé výškové stupne sú prejavom bioklimatických podmienok ich vznik je podmienený orografiou. Bez existencie pohoria nemôžeme očakávať výškou podmienenú bioklimatickú odozvu. Existencia pohoria, v rámci ktorého sa prejaví výšková bioklimatická stupňovitosť, častejšie označovaná ako výšková zonálnosť, narúša prejavy celoplanetárnej horizontálnej zonálnosti podmienenej zemepisnou šírkou. Pôsobí teda intrazonálne. To znamená, že pôdy, ktorých vznik na danom mieste je prejavom výškovej stupňovitosti, nemôžeme zaradiť medzi zonálne pôdy. Jednotlivé prejavy horizontálnej zonálnosti klímy narúša aj provincionalnosť klímy, bioty a pôd. Koncepcia provincionalnosti priestoru je založená na skutočnosti, že v rámci jednotlivých horizontálnych pásiem dochádza k určitým odchýlkam v pôsobení klimatických, biotických ale aj iných faktorov. Na základe týchto odchýlok môžeme konkrétne pásmo rozčleniť na jednotlivé dostatočne veľké provincie. Jednou z najčastejšie sa prejavujúcich príčin vzniku provincionalnosti geografického priestoru je kontinentalita klímy.

Horizontálna zonálnosť je výsledok kontinentálnych a planetárnych klimatických procesov, ktoré súvisia so zmenami náklonu zemskej osi. Tieto javy spôsobujú rozdiely v úhrnoch priameho slnečného žiarenia dopadajúceho na zemský povrch v rôznych zemepisných šírkach a teda i rozdiely v tepelných pomeroch. Nerovnomerné zohrievania zemského povrchu a atmosféry je príčinou vzniku celoplanetárnej veternej cirkulácie, ktorá je hlavnou príčinou nerovnomerného rozdelenia zrážok v rámci planéty.

7.1 Provincionalnosť pôdnej pokrývky

Už Prasolov (1916) si všimol, že i malé zmeny relatívne homogénnej kontinentálnej klímy Eurázie sa odrážajú v zmenách v štruktúre pôdnej pokrývky. Gerasimov (1945)

upozornil na rozdiely v štruktúre pôdnej pokrývky spôsobené kontinentalitou alebo oceanitou podnebia na rôznych miestach Zeme. Keďže provincie jednotlivých horizontálnych pôdnych zón bývajú veľmi rozsiahle môžeme ich na základe zjemnenia kritérií, resp. odlišnosti deliť ďalej na subprovincie. Dostaneme sa tak k hierarchickému usporiadaniu pôdnych provincií, u ktorého na dolnej úrovni budú provincie, ktoré sa môžu územne zhodovať s regionálnymi geografickými individuami.

Kontinentálny alebo oceánsky charakter podnebia sa najvýraznejšie prejavuje v severnom miernom klimatickom pásme. Je to spôsobené hlbokým vnútrozemím Eurázie a Severnej Ameriky ale i prevažujúcimi teplými a studenými morskými prúdmi na ich západných a východných pobrežiach. Teplé prúdy na západných pobrežiach sú príčinou oveľa teplejších zím v porovnaní s východnými časťami týchto pevninských blokov. Naopak studené morské prúdy na východných pobrežiach sú príčinou oveľa tuhších zím. Rozdiel medzi západnou časťou Eurázie a východnou časťou Severnej Ameriky mierneho pásma je aj v tom, že znižovanie zrážkových úhrnov smerom do vnútrozemia je v Európe oveľa pozvoľnejšie. Aj to je jedna z príčin, prečo v okolí Veľkých jazier a na východ od nich až k úpätiu Skalnatých vrchov v USA a v Kanade meridionálna provincionálnosť pôdneho krytu nadobudla tak výrazne prejavy, že je považovaná za meridionálnu²³ pôdnu zonálnosť, ktorá je špecifickým prejavom horizontálnej zonálnosti pôd. Striedajú sa tu z východu na západ luvisoly, feozeme, černoze a kastanoze. V Európe sa meridionálne usporiadanie pôd prejavilo pri rozdelení zóny ilimerických pôd na západoeurópsku a stredoeurópsku zónu luvisolov a východoeurópsku zónu albeluvisolov. V tomto prípade však mohla určitú úlohu zohrať aj odlišnosť pôdotvorných substrátov (poznámka pod čiarou č. 22), čo však neprotirečí teoretickým východiskám, na ktorých je založená všeobecná predstava o provinciálnosti pôd. Prasolov (1916) za geografické provincie považoval priestorové jednotky, ktoré sa od seba neodlišujú len klimaticky ale aj vegetačne a substrátovo-geomorfologicky. Tomuto tvrdeniu nahráva aj rozčlenenie súvislej zóny východoeurópskych albeluvisolov na mapách publikovaných v Soil Atlas of Europe (2005) (ďalej na obr. 17) na severne ležiacu podzónu luvisolov a južnejšie ležiacu podzónu albeluvisolov na mapách v diele Jones a kol., 2010.

Väčšinou sa provinciálnosť pôdneho krytu neprejavuje tak výrazne ako v dvoch predošlých opisovaných prípadoch. Na krajnom východe Európy v predhorí Uralu a na západnej Sibíri je to napr. rastúca „jazykovitosť“ černoze. Jazykovitosť východných černoze je spôsobená vznikom trhlín v pôdnom profile počas sibírskej zimy a zaplnením týchto trhlín pôdnou hmotou bohatšou na humus v jarnom období. Rozdiel medzi pôdami zón a provincií, ktorý spočíva v zaradení pôd do horizontálnych zón na základe príslušnosti k jednotlivým referenčným skupinám (IUSS Working Group WRB, 2014) môže niekedy spôsobovať praktické problémy. Ľahko sa totiž môže stať, že rozdiel medzi taxónmi pôd vzdialených provincií tej istej referenčnej skupiny pôd bude väčší ako rozdiel medzi susediacimi taxónmi pôd z rôznych referenčných skupín dvoch vedľajších horizontálnych pôdnych zón.

²³ Pôdne zóny nie sú pretiahnuté v smere východ-západ, ale v smere sever-juh, t. j. v smere poludníkov (meridiánov).

7.2 Výšková stupňovitosť pôd

Z narastajúcou nadmorskou výškou sa mení klíma a vegetácia, Platí to vo všetkých svetových pohoriach. Na svahoch týchto pohorí v dôsledku zmien klimatických podmienok sa tvoria ekosystémy, ktoré sú v podobe postupných vertikálnych zón usporiadané do výškových stupňov. Na takúto diferenciáciu klímy a vegetácie reaguje aj pôdny kryt, ktorý svojou štruktúrou veľmi tesne kopíruje jednotlivé vegetačné stupne. Výšková stupňovitosť sa prejavuje v načrtnutej podobe, ak sú splnené nasledujúce podmienky:

- nárast nadmorskej výšky je dostatočný na postupnú zmenu klímy a vegetácie,
- svahy sú pokryté podobným pôdotvorným substrátom,
- absentujú antropogénne zásahy,
- intenzita pôsobenia povrchovej, hypodermickej a podzemnej vody je minimálna,
- neexistujú veľké rozdiely v dĺžke času, počas ktorého sa pôdy vyvíjali.

Ak niektorá z týchto podmienok nie je splnená môže dôjsť k narušeniu vytvorenej predstavy o výškovej stupňovitosti daného pohoria. Ak tieto podmienky sú splnené, výšková stupňovitosť pôd nadväzuje priamo na predhorskú zonálnosť. Prechod medzi pôdami reprezentujúcimi predhorskú zonálnosť a pôdami reprezentujúcimi výškovú stupňovitosť nie je plynulý ale tvorí výraznú diskontinuitu spôsobenú prudkou zmenou morfometrických (sklon reliéfu) a substrátových podmienok. Väčšie sklony svahov pohoria oproti mierne nakloneným elementom reliéfu predhoria výrazne zvyšujú dynamiku prúdenia povrchovej vody a odnosu denudovaného materiálu. Nárast zrážkových úhrnov na svahoch v nižších častiach pohoria často nie je schopný eliminovať pokles intenzity priesakového vodného režimu oproti intenzite priesakového vodného režimu podstatne menej nakloneného územia ležiaceho pod nimi.

V miernej európskej klíme spravidla prvý vertikálny stupeň pôd na svahoch pohorí, vytvára kambizem modálna pod dubovým lesom. Nie vždy a všade ju vyššie po svahu vystrieda kambizem luvizemná, alebo podzolová pod bukovým a zmiešaným bukovo-smrekovým lesom. V ihličnatom lese sa najčastejšie vyvinuli podzoly. V rámci výškového stupňa podzolov na kambizemný subtyp nadväzuje podzol modálny a často aj umbrizemný. Na hranici lesa a vysokohorských lúk sa občas vyskytuje umbrizem modálna, častejšie ranker umbrizemný a modálny. Subniválnu zónu vysokohorských lúk zaberajú litozeme a v Alpách a na Kaukaze aj histické, umbrizemné alebo haplické kryosoly.

Jednotlivé výškové stupne pôd sa v smere do vnútrozemia Eurázie presúvajú do väčších nadmorských výšok²⁴. Je to v súlade so stupňom kontinentality klímy. V smere do vnútrozemia zachovanie pomeru zrážkových úhrnov a priemerných teplôt vhodného pre vznik

²⁴ Tento prejav zapadá do predstáv o **migrácii** výškových stupňov pôd. Táto predstava je založená na častých výškových posunoch toho istého stupňa pôd na rôznych stranách pohoria. Napr. výškové stupne Kaukazu na juhozápadnej, často suchšej strane pohoria ležia vždy o niečo vyššie ako na severovýchodnej a trochu vlhkejšej strane.

a vývoj konkrétneho typu pôd závisí od rastúcej nadmorskej výšky. Umbrisoly na rozdiel od západnejšie ležiacich pohorí Európy²⁵ nachádzame v Západných Karpatoch až od nadmorskej výšky 1 200 m. V stredoázijskom pohorí Altaj sú to nadmorské výšky od 1 700 m, v južnejšie ležiacom pohorí Ťanšan od 2 300 m (Funakawa a kol., 2010).

Na svahoch južnejších pohorí ležiacich v subtropickom a tropickom klimatickom pásme sa často vyskytujú horské akrisoly, alisoly alebo lxisoly. Najmä akrisoly a alisoly sa diferencujú na *subtypy* (prefixy a sufixy v IUSS Working Group WRB, 2014), ktoré odrážajú postupné ochladzovanie a nárast humidity v smere rastúcej výšky. V niektorých prípadoch sa na svahoch pohorí ležiacich v subtropickom a tropickom pásme (Himaláje, Kordillery, Kilimandžáro atď.) vytvorili vertikálne stupne pôd, ktoré sú veľmi podobné vertikálnym stupňom pôd mierneho klimatického pásma²⁶. Vyvinul sa tu napr. výškový stupeň kambizemí, podzolov a kryosolov.

V hornatom teréne Západných Karpát sa na nižších svahoch pohorí pod listnatým a zmiešaným listnato-ihličnatým lesom vyvinuli predovšetkým kambizeme (Šály, 1962). Vyššie v ihličnatých lesoch sa vyvinuli podzoly (Linkeš, 1981; Bedrna a Linkešova-Kušeová, 1967), ktoré sú niekedy v redších ihličnatých lesoch s hustým bylinným podrastom pod hornou hranicou lesa vystriedané umbrizemami (Bedrna a kol., 2010). V polohách medzi nezapojenými porastmi kosodreviny a nad hornou hranicou lesa, na vysokohorských alpínskych lúkach sa sformovali rankre. Nad rankrami až po hranicu subniválneho stupňa sa objavujú litozeme, často v komplexe s kamennými morami. Trvalý sneh a ľad začína od výšky 2 500 m n. m. Toto je zjednodušená predstava o stupňovitosti pôd v slovenských pohoriach. Na jednotlivých typoch substrátov (zvetralinách kyslých, bázických a karbonátových hornín) sa výškové stupne pôd významne odlišujú. Jednotlivé výškové stupne pôd na týchto substrátoch sú uvedené v tab. 15, 16 a 17.

Na zvetralinách kyslých pevných hornín v nižších polohách výškového stupňa **kambizemí** sa na minerálne silnejších substrátoch vyvinuli kambizeme nasýtené, vo vyšších polohách a na minerálne slabších substrátoch kambizeme nenasýtené. Vo výškovom stupni kambizemí sa zvyčajne nevyskytujú podzoly a umbrizeme. Strmé svahy však lokálne podmienili tvorbu rankrov, alebo erózných litozemí. Podzemná, hypodermická a povrchová voda v tomto výškovom stupni často vytvára podmienky pre vznik azonálnych pseudoglejov, glejov a organozemí. **Podzoly** okrem výškového stupňa podzolov nájdeme aj v stupni umbrizemí a rankrov. Výskyt niektorých pôd v nižších aj vyšších výškových stupňoch na Slovensku súvisí s nedávnymi zmenami klímy a s pôsobením človeka. V Nízkych Tatrách sa vo vrcholových častiach pohoria pod porastom tráv často vyskytujú podzoly. To môže súvisieť s dočasným prirodzeným zvýšením (teplé obdobia kvartéru) a s antropogénnym znížením (valašská kolonizácia) hornej hranice lesa. Zónu podzolov na karbonátových alebo silikátovo-karbonátových substrátoch narúša výskyt pararendzín a rendzín a na zvetralinách pyroklastických materiálov výskyt andozemí.

²⁵ Na severozápade Pyrenejského polostrova sa areál rozšírenia umbrizemí dotýka pobrežia Atlantického oceánu.

²⁶ Vzhľadom na odlišnosť vegetácie v jednotlivých výškových stupňoch týchto klimatických pásiem nemôžeme hovoriť o úplne rovnakých pôdnych taxónoch.

Tabuľka 15 Charakteristika výškových stupňov s pôdami vytvorenými zo zvetralín kyslých pevných hornín v zidealizovanom pohorí Západných Karpát (upravené podľa Bedrna, 2009)

Pôdny typ	Nadmorská výška (m n. m.)	Vegetácia ¹
kambizem	200 – 600 (1 100)	dubový, bukovo-dubový a bukový les (jedľovo-bukový a jedľovo-bukovo-smrekový les)
podzol	1 100 – 1 600	jedľovo-bukovo-smrekový a smrekový les
umbrizem	1 600 – 1 800	riedky smrekový les a kosodrevina
ranker	1 800 – 2 000	alpínska lúka
litozem	2 000 – 2 200	ostrovčeky alpínskych lúk
hornina	> 2 200	machy a lišajníky

¹ južné svahy pohorí Slovenska podľa Zlatník, 1959

Tabuľka 16 Charakteristika výškových stupňov s pôdami vytvorenými zo zvetralín bazických pevných hornín v zidealizovanom pohorí Západných Karpát (upravené podľa Bedrna, 2009)

Pôdny subtyp	Nadmorská výška (m n. m.)	Vegetácia ¹
kambizem modálna	200 – 600	dubový a bukový les
kambizem luvizemná	600 – 800	bukový les
kambizem podzolová	800 – 1 000	jedľovo-bukový a jedľovo-bukovo-smrekový les
kambizem umbrizemná	> 1 000	jedľovo-bukovo-smrekový les

¹ južné svahy pohorí Slovenska podľa Zlatník, 1959

Tabuľka 17 Charakteristika výškových stupňov s pôdami vytvorenými zo zvetralín karbonátových pevných hornín v zidealizovanom pohorí Západných Karpát (upravené podľa Bedrna, 2009)

Pôdny subtyp	Nadmorská výška (m n. m.)	Vegetácia ¹
rendzina modálna	200 – 600	dubový a bukový les
rendzina kambizemná	400 – 800 (1 000)	bukovo-dubový a bukový les (jedľovo-bukovo-smrekový les)
kambizem rendzinová	1 000 – 1 600	jedľovo-bukovo-smrekový les a smrekový les
rendzina umbrizemná	1 600 – 2 000	riedky smrekový les a kosodrevina
litozem modálna	> 2 000 (2 200)	alpínska lúka

¹ južné svahy pohorí Slovenska podľa Zlatník, 1959

Výškový stupeň **umbrizemí** má veľmi rozdrobenú štruktúru. Areály umbrizemí sa vyskytujú najčastejšie vo forme inklúzií medzi inými vysokohorskými pôdami. Na Slovensku je ich výskyt zdokumentovaný vo Vysokých Tatrách (Bedrna a kol., 2009). Okrem Vysokých Tatier sa aj v iných pohoriach Slovenska vyskytujú kambizeme umbrizemné, rankre umbrizemné, podzoly umbrizemné, gleje umbrizemné a rendziny umbrizemné.

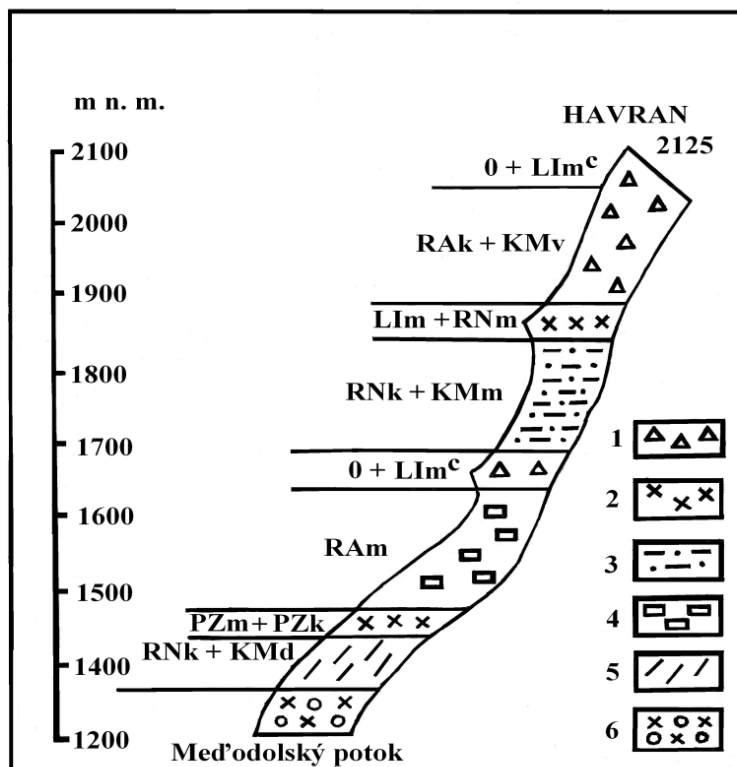
Myšlienka zaradenia umbrizemí medzi pôdy reprezentujúce výškovú stupňovitosť pôd je pomerne nová. Vychádza z predpokladu, že na rozdiel od podmienok vysokohorských ihličnatých lesov, v ktorých dochádza k intenzívnemu pôdnemu zvetrávaniu a k translokácii jeho produktov do spodných častí sola, v podmienkach subalpínskych a alpínskych lúk dochádza k akumulácii humusu (Šály, 1966). Priaznivejšie mikroklimatické podmienky v letnom období, predovšetkým prehrievanie prízemnej vrstvy vzduchu a vrchných vrstiev pôdy, sú príčinou rýchlej tvorby biomasy z tráv a bylín. Hromadenie humusu je primárnou podmienkou pre vznik umbrisolov. Problémom výškového stupňa ležiaceho nad hornou hranica lesa v Západných Karpatoch je malá hrúbka sola, nízky obsah jemnozeme a vysoký obsah skeletu. Obsah skeletu v pôde je azonálne podmienený faktor. Jeho zvyšovaniu pomáhajú strmé svahy vysokých pohorí a vhodné podmienky pre mrazové zvetrávanie, pri ktorom sa hornina trhá na ostrohranné úlomky (makrogelivácia). Napriek tomu klimaticky a antropogénne podmienené výrazné posuny hornej hranice lesa v Západných Karpatoch v holocéne, často aj nad súčasnú hranicu, vplývali na relatívne pozvoľné znižovanie hrúbky sola a pozvoľný nárast obsahu skeletu s rastúcou nadmorskou výškou. To medzi stupňom silno zvetraných podzolov s prevahou jemnozeme a málo zvetraných rankrov s prevahou skeletu vytvára predpoklady pre vznik nie veľmi hrubého ale súvislého pásu málo zvetraných pôd s hrubším povrchovým horizontom ale ešte s prevahou jemnozeme (umbrisolov).

Stupeň **rankrov** sprevádza na silikátových substrátoch hornú hranicu lesa. Tá má dnes v Západných Karpatoch v dôsledku ľudskej činnosti (valašská kolonizácia v 14. až 17. storočí) veľmi narušenú podobu. Dnešná hranica často začína už vo výške 1 400 až 1 600 m n. m. Prirodzená hranica prebieha minimálne o 200 až 300 m vyššie. Rankre sú silno ovplyvnené mrazovými procesmi, preto môžu nadobúdať formy dláždených, prstencovitých, girlandových a polygonálnych pôd (Pelíšek, 1966 a 1973; Midriak, 1983 a 2010). Výškový stupeň rankrov je na karbonátových a silikátovo-karbonátových substrátoch nahradený výškovým stupňom rendzín. V podmienkach Slovenska sa výškový stupeň rankrov, podobne ako stupeň podzolov nevyvinul ani na základných zvetralinách pevných hornín, keďže tieto sa na Slovensku nevyskytujú v potrebných nadmorských výškach. Azonálne rankre sa vytvárajú vo všetkých výškových stupňoch na prudších svahoch, kde vodná erózia bráni vzniku hlbších zvetralín a následne aj pôd.

Na rozdiel od Álp v Západných Karpatoch absentuje výškový stupeň **kryosolov**, pretože ani v najväčších výškach pohorí Západných Karpát sa vzhľadom ku klimatickým podmienkam nevytvoril výškový stupeň večného snehu a ľadu.

Najvýraznejšie uvedenú predstavu o výškovej zonálnosti pôd na svahoch pohorí v strednej Európe ovplyvňuje rôznorodý substrátový materiál. Ako príklad pôsobenia hornín a ich zvetralín ako azonálneho faktora je na obr. 16 uvedený príklad svahu pod Havranom

(2 125 m n. m.), ktorý smeruje k Meďodolskému potoku (1 300 m n. m.) v Belianskych Tatrách (Bedrna a Račko, 2000).



Obrázok 16 Katéna pôd na svahu Havrana v Belianskych Tatrách (Bedrna a Račko, 2000)

Vysvetlivky:

O – pevná hornina (skalné bralá), LIm^c – litozem modálna, karbonátová, LIm – litozem modálna, silikátová, RNm – ranker modálny, RNk – ranker kambizemný, RAm – rendzina modálna, RAK – rendzina kambizemná, KMm – kambizem modálna, KMv – kambizem rendzinová, KMd – kambizem dystrická, PZm – podzol modálny, PZk – podzol kambizemný;

1 – vápence, sliene, 2 – kremence, bridlice, 3 – ílovité bridlice a slienité piesky, 4 – dolomity a vápence, 5 – glaciofluvialne sedimenty, 6 – deluviálne sedimenty

Jednotlivé typy pôd na obr. 16 nie sú usporiadané podľa schémy najčastejšie sa vyskytujúcej v Západných Karpatoch na karbonátových substrátoch uvedenej v tab. 17: rendzina modálna → rendzina kambizemná → kambizem rendzinová → rendzina umbrizemná → litozem modálna. Na základe rôznorodosti pôdotvorných substrátov sa na svahu vyvinul nasledujúci výškový rad pôd: ranker kambizemný + kambizem dystrická → podzol modálny + podzol kambizemný → rendzina modálna → litozem modálna, karbonátová + hornina → ranker kambizemný + kambizem modálna → litozem modálna, silikátová + ranker modálny → rendzina kambizemná + kambizem rendzinová → litozem modálna, karbonátová + hornina.

V Belianskych Tatrách uvedený príklad nie je ojedinelý. Podľa fytoocenologických údajov (Moravec a kol., 1994) sú v Belianskych Tatrách tri vertikálne vegetačné stupne:

- montánný – 760 až 1 500 m n. m.,
- subalpínsky – 1 500 až 1 800 m n. m.,
- alpínsky – 1 800 až 2 152 m n. m.

Variabilita vlastností a výskyt pôd v uvedených vegetačných stupňoch sú zhrnuté v tab. 18.

Tabuľka 18 Vlastnosti pôd vegetačných stupňov Belianskych Tatier (Bedrna a Paračková, 2002)

Vlastnosti pôd	Montánný stupeň	Subalpínsky stupeň	Alpínsky stupeň
	Silikátový pôdotvorný substrát		
Hĺbka profilu (m)	> 0,6 (0,3)	0,3 – 0,6	< 0,3
pH v KCl	2,7 – 6,6	3,0 – 6,5	3,8 – 4,8
pH v H ₂ O	3,7 – 6,7	3,9 – 6,8	3,0 – 5,1
Obsah skeletu (%)	0 – 20	30 – 50	> 50
Obsah humusu (%)	2 – 26	3 – 11	2 – 24
Obsah org. látok (%)	4 – 32	6 – 13	18 – 36
Obsah ílu (%)	10 – 30	10 – 15	< 10
Pôdny typ, subtyp	FMm, PZmk, KMmp, RNmk	PZmk, RNmk, LIm	KMs, RNmk, PZmk, LIm
Vlastnosti pôd	Karbonátový pôdotvorný substrát		
Hĺbka profilu (m)	> 0,5 (0,2)	0,2 – 0,5	< 0,2
pH v KCl	4,0 – 7,3	4,4 – 7,4	5,2 – 7,8
pH v H ₂ O	4,2 – 7,5	4,9 – 7,6	4,5 – 8,7
Obsah skeletu (%)	< 30 – (50)	30 – 50	> 50
Obsah humusu (%)	9 – 23	12 – 39	9 – 34
Obsah org. látok (%)	15 – 33	18 – 45	24 – 49
Obsah ílu (%)	5 – 15	5 – 10	< 5
Pôdny typ, subtyp	RAMk, KMr, PRmk	RAMko, PRmk, LIm ^c	RAMo, PRmok, LIm ^c

Vysvetlivky: FMm – fluvizem modálna, KMmp_{rs} – kambizem (modálna, pseudoglejová, rendzinová, sutinová), PZmk – podzol (modálny, kambizemný), RNmk – ranker (modálny, kambizemný), RAMko – rendzina (modálna, kambizemná, organogénna), PRmk – pararendzina (modálna, kambizemná), LIm – litozem modálna, LIm^c – litozem modálna, karbonátová

Montánný vegetačný stupeň v Belianskych Tatrách zaberá 81 % plochy pohoria. V najnižšej časti stupňa raste bukový les. Väčšina pôd hlavne v severozápadnej časti je vytvorená zo zvetralín silikátových hornín. Nachádzajú sa tu hlbšie kambizeme, ktoré sú často povrchovo zamokrené. Vo vyšších polohách v pásme ihličnatého lesa je až 80 % pôd vytvorených zo zvetralín karbonátových a silikátovo-karbonátových hornín.

Subalpínsky vegetačný stupeň zaberá 12,5 % plochy pohoria. Kosodrevina tu rastie už len sporadicky a väčšinu plôch zaberajú lúky. 22,4 % plochy tohto stupňa je pokrytých silikátovými horninami, 77,6 % karbonátovými a silikátovo-karbonátovými horninami.

Alpínsky vegetačný stupeň zaberá 6,5 % územia. 12,9 % plochy tohto stupňa je pokrytých silikátovými horninami, 87,1 % karbonátovými a silikátovo-karbonátovými horninami. Pôdy sú prevažne plytké a skeletnaté.

V Belianskych Tatrách napriek veľkým výškovým rozdielom je na silikátových substrátoch možné identifikovať len náznaky výškovej stupňovitosti pôd. V nízkom stupni sa vyvinuli kambizeme pseudoglejové, v strednom kambizeme modálne a v najvyššom stupni rankre modálne, kambizemné a litozeme modálne. Podzoly sa tu vyskytujú len na minerálne chudobných kremencoch ale zato vo všetkých vegetačných stupňoch. V tomto kontexte ich nemôžeme považovať za pôdy, ktoré vznikli na základe narastajúcej nadmorskej výšky. V mnohých pohoriach sa stáva, že z vertikálneho radu pôd vypadnú niektorí očakávaní predstavitelia vertikálnej stupňovitosti pôd. Tento jav sa označuje ako **interferencia**, **vykliňovanie** alebo **vypadnutie** výškových stupňov pôd. U pôd vytvorených zo zvetralín karbonátových a karbonátovo-silikátových hornín sa v Belianskych Tatrách neprejavuje nárast humídności. Kambizeme rendzinové a pararendzinové zaberajú rozsiahle plochy vo všetkých vegetačných stupňoch. Podobne je tomu aj v prípade rendzín a pararendzín. Iba rendziny a pararendziny organogénne sa vyvinuli len vo výškach nad 1 700 m n. m. Viac ako v genetických vlastnostiach pôd sa nárast nadmorskej výšky odzrkadľuje v zmenách fyzikálnych a chemických vlastností pôd. Z fyzikálnych vlastností ide o postupné znižovanie hĺbky pôdy a obsahu ílu pri súčasnom náraste obsahu skeletu. Z chemických vlastností je to nárast obsahu humusu a organických látok a lokálne aj nárast kyslosti pôd. Pôdna reakcia pôd vyvinutých na zvetralinách karbonátových a karbonátovo-silikátových hornín je však viac podmienená reliéfom a horninou, ako zmenou klímy a vegetácie.

Prejavy výškovej zonálnosti klímy, vegetácie a pôd v Alpách sa snažil zovšeobecniť H. Pallmann. Pallman (1947) určil hranicu najnižšieho stupňa vo výške 700 m n. m. V tomto stupni sa obrábajú kambizeme. Nad týmto stupňom (700 až 1 400 m n. m.) sa vytvoril montánný stupeň (zmiešané lesy a pôdy subtypu kambizem modálna a rendzina modálna) a nad ním v nadmorskej výške 1 400 až 2 400 m subalpínsky stupeň s areálmi redšieho ihličnatého lesa a kosodreviny a s pôdami subtypu podzol modálny a rendzina kambizemná. Pásmo alpínskych lúk začína vo výške 2 400 m n. m. a siaha do výšky 2 800 m n. m. (trvalá snežná čiara). Z pôd v tomto stupni prevládajú rankre a rendziny a tesne pod snežnou čiarou kryosoly. Pallmanova predstava o výškovej stupňovitosti pôd v Alpách je veľmi blízka predloženej predstave o výškovej stupňovitosti v Západných Karpatoch.

Výškovú stupňovitost' pôd v silikátových pohoriach Malajzie vrátane masívu Kinabalu predstavil Burnham (1974). Vo výškach do 750 m n. m. prevláda humídne rovníkové podnebie s ročným úhrnom atmosférických zrážok od 2 000 do 2 600 mm. Dažďový prales produkuje $1 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ opadu ročne, pričom v pôde sa nachádza $107 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ organických látok. Z pôd prevládajú tzv. „žlté latosoly“ (ferralsoly) s hĺbkou 2 až 10 m. Priemerná ročná teplota vzduchu v nízkych pohoriach s výškami od 750 do 1 500 m n. m.

dosahuje 17,6 °C a ročné úhrny zrážok kolíšu okolo hodnoty 2 670 mm. Horské dubovo-vavrínové lesy produkujú ročne 3 t.ha⁻¹ opadu. Obsah organických látok v pôdach sa pohybuje v rozsahu 217 až 363 t.ha⁻¹. Geneticky sú pôdy veľmi blízke pôdam z predchádzajúceho výškového stupňa. Vo vyšších pohoriach (1 500 až 2 900 m n. m.) ročné úhrny zrážok dosahujú 4 000 mm. V chladnejšom podnebí rastú rododendrony s hustým podrastom machov, epifytov a lišajníkov. Rododendronové lesy vytvoria až 11 t.ha⁻¹ opadu, ale v pôde je len 40 až 187 t.ha⁻¹ organických látok. Z pôd vzhlľadom na vysoké zrážkové úhrny prevládajú podzoly glejové a modálne. V najvyšších pohoriach od 2 000 m n. m. až po niválny stupeň vo výške nad 4 100 m n. m. (severovýchodné Borneo) prevláda veľmi chladné podnebie a zrážok už nie je toľko ako v stupni rododendronových lesov. Zakrslých kríkov rýchlo ubúda a dominantným sa stáva porast machov a lišajníkov. Ročná produkcia opadu je 1 t.ha⁻¹ a zásoba organických látok v pôde nepresahuje 74 t.ha⁻¹. Z pôd prevládajú kambizeme podzolové a rankre umbrizemné. Na tomto príklade je zaujímavé, že nad stupňom podzolov (1 500 až 2 900 m n. m.) sa nachádza stupeň kambizemí podzolových a rankrov umbrizemných. Rozhodujúcim faktorom **inverzného** usporiadania pôd v posledných dvoch výškových stupňoch (kambizeme podzolové sa vyvinuli vo väčších výškach ako modálne podzoly) sú s najväčšou pravdepodobnosťou extrémne zrážkové úhrny v stupni rododendronových lesov.

Podobné prejavy pri diferenciácii pôdneho krytu sa dajú predpokladať i v iných pohoriach. Funakawa a kol. (2010) konštatoval, že v alpínskom stupni stredoázijských pohorí Ťanšan a Altaj sa môže dominantným pôdotvorným procesom stať hnednutie (brunifikácia). Aj Šály (1966) rozlišuje medzi tzv. „alpínskymi rankrami“ tri subtypy:

- modálny dvojhorizontový alpínsky ranker,
- alpínsky hnedý ranker s viac alebo menej vyvinutým kambickým horizontom Bv,
- alpínsky hnedý ranker podzolovaný, ktorý sa vyskytuje na spodnom okraji stupňa alpínskych rankrov.

7.3 Horizontálna zonálnosť pôd

Horizontálna zonálnosť pôd je priamym dôsledkom zonálnosti klímy. Pohyby zemskej osy sú príčinou vzniku termických zón. Rozdiely v teplotách zemského povrchu spúšťajú atmosférickú cirkuláciu. S celoplanetárnou atmosférickou cirkuláciou súvisí i prerozdelenie atmosférických zrážok a tým i vznik aridných a humídnych oblastí. Ak by Zem mala homogénny povrch jednotlivé klimatické zóny by obopínali Zem v smere rovnobežiek. Vďaka nehomogénosti zemského povrchu je situácia trochu komplikovanejšia. Vo všeobecnosti platí, že teplota ubúda od rovníka smerom k obom pólom.

S atmosférickými zrážkami je to komplikovanejšie. Ich prerozdelenie je iné ako prerozdelenie teplôt. Pre diferenciáciu zrážok sú dôležité cirkulačné pomery v atmosfére, ktoré sú v rámci jednotlivých termických zón veľmi špecifické. V rovníkovom ale predovšetkým v tropickom klimatickom pásme sa obdobie zrážkových maxim zhoduje

s časom vrcholiaceho Slnka. Naopak v subtropickom pásme podstatne viac naprší v chladnejších častiach roka.

V rámci rôznych klimatických pásiem môžu existovať rovnaké pomery medzi množstvom zrážok a priemernou teplotou. Tieto pomery sú veľmi dôležité pre fungovanie mnohých pôdotvorných procesov. Preto s procesmi hneďnutia, sialitizácie, vylúhovania, ilimerizácie a podzolizácie sa môžeme stretnúť vo všetkých klimatických pásmach. Rozdiely v intenzite týchto procesov však spôsobujú určité rozdiely vo vlastnostiach vznikajúcich pôd a tým i príčiny pre ich rôznu klasifikáciu.

Na pomer medzi teplotou a zrážkami reaguje veľmi citlivo aj rastlinstvo. Preto i v prípade vegetácie platí, že v rámci rôznych klimatických pásiem sa vyvíjajú rovnaké rastlinné formácie (lesy, lesostepi (savany), stepi). V rámci rovnakých rastlinných formácií rôznych klimatických zón existujú ešte väčšie rozdiely vo formách ako v prípade pôd. To sa samozrejme spätne odráža i vo vývoji pôd. V dažďových tropických pralesoch veľké množstvo vody sa vôbec nedostane do pôdy. Zostáva na povrchu rastlín a vyparuje sa späť do atmosféry. V miernom klimatickom pásme je tomu naopak. Čím je les hustejší tým sa letná zrážková voda vyparuje pomalšie a tým má viac času na to aby sa infiltrovala do pôdy.

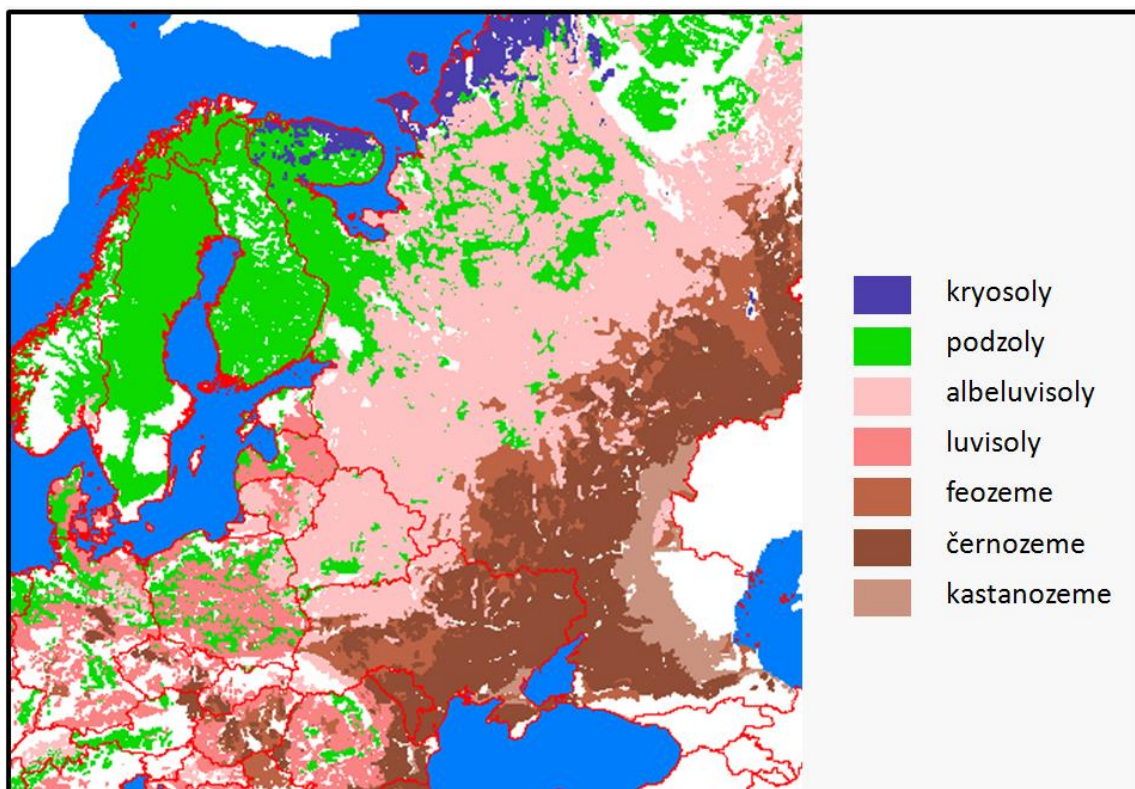
Mierne a polárne klimatické pásmo sa od tropického a subtropického pásma odlišuje chladným obdobím roku, kedy teplota vzduchu často klesá pod bod mrazu. Tento priebeh počasia je dostatočne špecifický na to aby podmienil vývoj špecifických rastlinných spoločenstiev, ale aj na to aby v týchto klimatických pásmach prebiehali špecifické pôdotvorné procesy, ako je napr. černoziemny proces v stepných oblastiach mierneho pásma, kde rýchla mineralizácia organickej hmoty je prerušená dlhším obdobím premrznutia pôdy. K tomuto premrznutiu nedochádza v subtropickej oblasti juhoamerických pámp, kde medzi vlhkejšou zónou pampy s feozemami a suchšou zónou pampy s kastanozemami sa nevyvinula zóna typických černoziemí. Opadavé listnaté lesy v miernom pásme nereagujú na pravidelný nedostatok zrážok v priebehu roka, tak ako je tomu v tropickom pásme, ale na nízke teploty v zimných mesiacoch. Mínusovým teplotám lepšie odolávajú ihličnaté boreálne lesy ale aj tie sú nakoniec s klesajúcimi teplotami vystriedané trpasličími formami drevín s podrastom machov a lišajníkov. V týchto zemepisných šírkach, ktoré už sú veľmi blízko k pólu charakter pôdy formuje predovšetkým dynamika procesov zamrzania a rozmrzania vody obsiahnutej v pôdnom profile.

Z analýzy klimatických a vegetačných máp vyplýva, že zonálnosť sa výraznejšie prejavuje na severnej ako na južnej pologuli. Je to dôsledok neproporcionálneho rozloženia pevnín a morí na oboch pologuliach. V prípade pôd na severnej pologuli zreteľnosť zón narastá v smere od rovníka k pólom. K vysvetleniu tohto javu mali prispieť klimatické a vegetačné podmienky opísané v predchádzajúcich dvoch odsekoch.

Územie v rámci, ktorého sa môže prejavovať horizontálna zonálnosť pôd musí zasahovať do viacerých klimatických pásiem alebo podoblastí, pôdotvorný substrát v ňom musí byť čo najhomogénnejší a nesmie byť narušené pohoriami bez ohľadu na ich výšku. Pohoria môžu narušovať horizontálnu zonálnosť výškovou stupňovitosťou alebo špecifickými geomorfologickými podmienkami. Geomorfologické podmienky sú príčinou susedstva

horizontálnych zón podzolov a kambisolov v južných hornatých oblastiach východnej Sibíri a ruského Ďalekého východu uvedeného v úvodnej kapitole. Tie isté podmienky sú príčinou diskontinuity v topografickom rade pôd tvorenom pôdami predhorskej zonálnosti a výškovej stupňovitosti pôd strednej Európy, kde medzi zónou luvisolov uzatvárajúcou rad pôd reprezentujúci predhorskú zonálnosť a stupňom podzolov sa vyvinul výškový stupeň kambizemí.

Najvhodnejšie podmienky pre prejav horizontálnej zonálnosti pôd vytvárajú fluvio-glaciálne uloženiny severného Ruska a sprašové uloženiny stredného a južného Ruska. Tieto prejavy si ako prvý na Východoeurópskej nížine všimol Dokučajev (1899), ktorý opísal päť horizontálnych zón. Dnes sa na Východoeurópskej nížine vyčleňuje šesť základných pôdnych zón (obr. 17), ktoré sú v súlade s celoplanetárnou horizontálnou zonálnosťou. Táto zákonitosť sa v minulosti často označovala aj ako **šírková zonálnosť pôd**. Dnes používaný termín horizontálna zonálnosť sa zdá byť výstižnejší. Vyplýva to z toho, že horizontálna zonálnosť prakticky nikde na svete nezachováva smer rovnobežiek, ale takmer vždy s nimi zvierá ostrý alebo až pravý uhol.



Obrázok 17 Horizontálna zonálnosť pôd na Východoeurópskej nížine (upravené podľa Soil Geographical Database of Eurasia, 2001)

Zóna kryosolov je na severnej pologuli na niektorých miestach veľmi široká, pomerne súvislá zóna pôd rovín a nížin celého pevninského cirkumpolárneho pásu. Najjužnejšie sa súvislá zóna kryosolov dostáva na severnom cípe Labradorského polostrova spolu so západným pobrežím Hudsonovho zálivu a v južnom povodí rieky Lena. Pôdy sa vyvíjajú v studenom polárnom a subpolárnom pásme alebo v extrémne pevninskej oblasti

mierneho pásma. Kryosoly majú dlhodobu zamrznutú nielen povrchové horizonty ale aj podpovrchové pôdne horizonty a substrát. Plytký pôdny profil kryosolov býva narušený mrazovými trhlinami vyplnenými zátekmi. Kryosoly ani v lete nerozmŕzajú do veľkej hĺbky. Preto sú často ovplyvnené stagnujúcou vodou. Okrem tundry je výskyt kryosolov častý aj pod porastom ihličnatých stromov tajgy. Homogénny výskyt kryosolov je najčastejšie narušený gleysolmi a histosolmi.

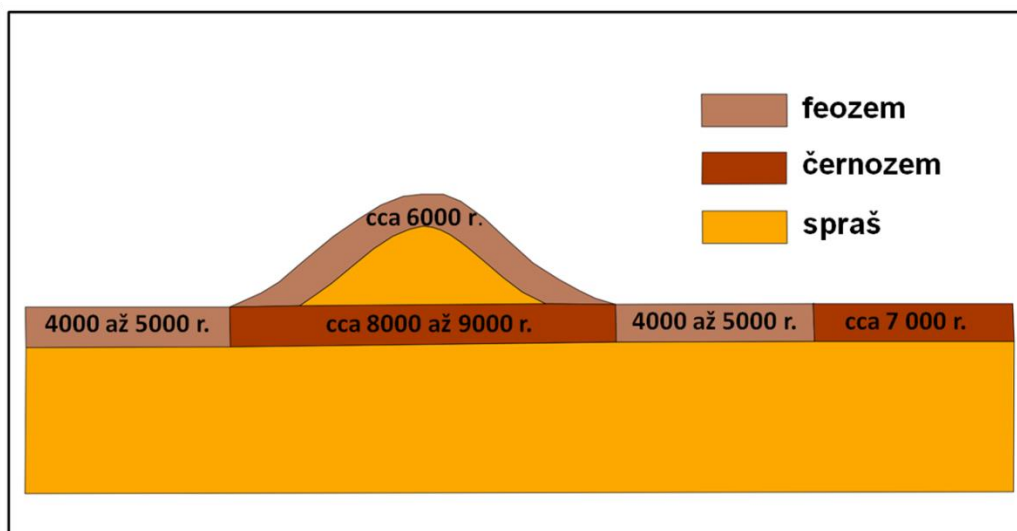
Zóna podzolov je takisto veľmi široká ale často narušovaná zóna siahajúca na mnohých miestach až k 60° severnej zemepisnej šírky. Najvhodnejšie podmienky pre vznik podzolov v chladnejšej časti mierneho pásma vytvárajú ihličnaté lesy. V extrémne kyslom prostredí dochádza pri priesakovom type vodného režimu ku vertikálnemu posunu železa a humusu. Iniciálne pôdy z pôvodne textúrne ľahkého, kyslého pôdotvorného substrátu sa diferencujú a vzniká diagnostický eluviálny podzolový (spodický) horizont s indexom Ep a iluviálny podzolový (spodický) horizont s indexom Bs. V zóne podzolov sa často vyskytujú litosoly, histosoly, kambisoly, gleysoly a albeluvisoly alebo luvisoly. Na Východoeurópskej nížine zóna podzolov vytvára zmiešanú zónu spolu s albeluvisolmi resp. luvisolmi. Súvisí to pravdepodobne so sedimentmi tejto časti Ruskej tabule. Oveľa konsolidovanejšia je zóna podzolov v západnejšie ležiacich oblastiach Baltského štítu. Na južnej pologuli sa podzoly vyskytujú obdobne, ako je tomu i v prípade kryosolov, oveľa zriedkavejšie.

Zóna albeluvisolov a luvizemí je hlavne na Východoeurópskej nížine veľmi široká zóna. V mierne teplej klíme mierneho pásma pod opadavým listnatým lesom v slabo kyslom až kyslom prostredí dochádza k vertikálnemu posunu predovšetkým minerálnych koloidov a ílu a tým i k vzniku diagnostického eluviálneho luvického horizontu s indexom El a iluviálneho luvického horizontu s indexom Bt. Zatiaľ čo albeluvisoly sa vyvinuli hlavne z dvojvrstevnatých fluvioglaciálnych sedimentov, stredoeurópske a západoeurópske pôdy, ktoré môžeme zatriediť do referenčnej skupiny luvisolov vrátane slovenských luvizemí a hnedozemí, sa vyvinuli zo spraší a sprašových hĺn. Preto sú albeluvisoly často ovplyvnené povrchovým oglejením. Luvizeme na rozdiel od hnedozemí majú dobre vyvinutý eluviálny horizont. Tento majú aj hnedozeme ale je tenký alebo nadobudol formu prechodného humusovo-eluviálneho horizontu. V dnešných podmienkach európskej ale aj severoamerickej kultúrnej krajiny je drvivá väčšina hnedozemí oraná a materiál tohto horizontu sa zmiešal s povrchovým humusovým horizontom. Výrazná zóna luvisolov sa vyvinula aj na južnej pologuli v Patagónii. V pôdnej zóne albeluvisolov a luvisolov sa často vyskytujú ostrovčeky stagnosolov (pseudogleje stagnoglejové), planosolov (ostatných pseudoglejov), gleysolov, histosolov ale aj kambisolov a podzolov.

Zóna feozemí je z doteraz uvádzaných zón najmenej zreteľnou zónou. V Severnej Amerike, v strednej a vo východnej Európe a v západnej Sibíri sa v dôsledku zmeny klímy v strednom holocéne vytvorila nesúvislá, ostrovčekovitá až lokálna zóna pôd, ktoré boli pôvodne černozemami. Na obr. 17 sa táto zóna zdá byť súvislá lebo sú do nej zahrnuté aj rozsiahle areály iných pôdnych typov napr. gleysolov. Slesom postupujúcim na juh v podmienkach humídnejšieho podnebia sa v dôsledku vertikálneho posunu minerálnych a organických koloidov černozeme transformovali na feozeme s príznakmi eluviálnych a iluviálnych horizontov. Jednotlivé okrsky feozemí sú charakteristické slabším alebo

silnejším vertikálnym posunom koloidov a slabo kyslou až kyslou pôdnou reakciou. Silnejší posun koloidov je u humídnejších severne ležiacich okrskov. V prípade južných suchších okrskov je posun koloidov slabší. Morfológicky veľmi blízkymi pôdami k feozemiam východnej Európy sú slovenské černoze hnedozemné.

Historický vývoj feozemí (zastaralo šedé lesné pôdy) v strednej časti Východoeurópskej nížiny je spätý s obdobím atlantiku. Vplyvom väčšieho množstva zrážok v tomto období, ktoré začalo cca 6 000 rokov pred n. l., v podmienkach periodicky priesakového typu vodného režimu sa začali vyplavovať uhličitany z molického horizontu vtedajších černoze. Po vylúhovaní karbonátov nasledoval luvizemný proces (ilimerizácia). V pôdnom profile bývalých černoze sa začal vytvárať náznak humusovo-eluviálneho luvického povrchového horizontu a podpovrchový akumulčný iluviálny horizont. Podobný proces zo západnej Ukrajiny, stredného Povolžia a z predhoria Severného Kaukazu opisuje Aleksandrovskij (2008).



Obrázok 18 Model topografického radu pôd v predhorí Severného Kaukazu – stanica Novosvobodnaja (upravené podľa Aleksandrovskij, 2008)

V súlade s uvedenými tvrdeniami je topografický rad pôd z okolia severoukazskej obce Novosvobodnaja uvedený na obr. 18. Vek povrchových horizontov pôd tohto radu bol určený rádiokarbónovou metódou datovania. Humusový horizont fosílny černoze pochovanej pod človekom vytvoreným kurhanom je starý cca 8 000 až 9 000 rokov. Humusové horizonty širokého pásu recentných feozemí sú staré 4 500 až 5 000 alebo až 6 000 rokov. Tak je tomu na povrchu kurhanu. Určitý vekový rozdiel zistený u humusových horizontov pôd kurhanu a feozemí v jeho bezprostrednom okolí mohol byť spôsobený presunom materiálu z okolia kurhanu na jeho stavbu. Podľa Aleksandrovského doba potrebná na vznik diagnostických horizontov feozemí je 300 až 700 rokov a vytvorenie dokonalého pedonu feozemí trvá až 3 000 rokov (pozri tab. 9). Vek humusového horizontu recentnej černoze, ktorá sa nachádza zo všetkých skúmaných pôd najbližšie ku Kaukazu (na obr. 18 vpravo), je približne 7 000 rokov. Z uvedeného vyplýva, že v bezprostrednom okolí kurhanu boli pôvodné černoze nahradené alebo sa transformovali na feozeme.

Zóna černoziemí je v rámci Eurázie pomerne široká a dobre zreteľná ale na niektorých miestach nesúvislá zóna. Najvýraznejšie sa prejavuje na Východoeurópskej nížine medzi 45° až 55° severnej zemepisnej šírky. Súvislý pás černoziemí sa tiahne od Karpatského oblúka severovýchodným smerom až po Ural. Odtiaľ pokračuje na východ cez záposibírske stepi až k jazeru Bajkal. Ostrovy černoziemí sa nachádzajú aj v stepných oblastiach Zabajkalska a ich výskyt pokračuje do Mandžuska. I na Ďalekom východe je zóna černoziemí zo severu lemovaná zónou feozemí a z juhu zónou kastanozemí. V strednej Európe menšie alebo stredne veľké plochy zaberajú černoziemie v Sasku-Anhaltsku, na Polabskej nížine, vo Viedenskej panve, na Malej Podunajskej nížine a na Veľkej Podunajskej nížine. Černoziemie sú pôdy s hlbokým molickým až voronickým horizontom, ktorý sa vytvoril v stepných podmienkach humifikáciou odumretých tiel vysoko stebelnatej trávy počas suchého leta pri priaznivej neutrálnej alebo slabo alkalickéj reakcii. Černoziemie vznikli zo spraše, ale vo východnej Európe aj z morských karbonátových sedimentov. Časť černoziemí v Európe alebo v Severnej Amerike vznikla aridizáciou čiernic po poklese hladiny podzemnej vody.

Zóna kastanozemí je v Európe nevýrazne vyvinutá, ostrovčekovitá zóna pôd na južnom okraji černoziemí. Pod porastom nízko stebelnatých tráv v suchších stepiach sa na karbonátových substrátoch vyvinuli pôdy veľmi podobné černoziemiam s o niečo svetlejším a teda hnedším humusovým horizontom. Výrazná zóna kastanozemí sa vytvorila na americkom kontinente v predhorí Skalnatých vrchov a v predhorí argentínskych a juhobolívijských Ánd. Tu majú tieto zóny tvar pretiahnutý v smere poludníkov a sledujú priebeh uvedených pohorí. Usporiadanie radu pôd predstavujúcich horizontálnu zonálnosť pôd Severnej Ameriky je uvedené v podkapitole 7.1 a nijako sa neodlišuje od všeobecného usporiadania pôd horizontálnej zonálnosti. Iné je to v Južnej Amerike. Nielenže medzi západne ležiacou meridiónnou zónou kastanozemí a východne ležiacou zónou feozemí sa nevyvinula zóna černoziemí ale v Argentíne medzi južnou časťou zóny feozemí a zónou luvisolov leží k moru sa stáčajúca zóna kastanozemí a zóna kalcisolov. V zóne kastanozemí sa už veľmi často vyskytujú pôdy aridných oblastí ako sú solončaky a solonce ale aj kalcisoly a gypsisoly.

Horizontálna zonálnosť pôd je prerušená aridnými oblasťami subtropického a tropického pásma. Znovu sa začína prejavovať v semihumídnych a humídnych tropických oblastiach. V tropických oblastiach sa vyvinuli dve základné pôdne zóny. Bližšie k rovníku je to zóna ferralsolov a nitisolov a ďalej od rovníka zóna laxisolov, akrisolov a alisolov severnej a južnej pologule.

Zóna ferralsolov a nitisolov vytvára široký pás pôd po oboch stranách rovníka. Táto zóna je veľmi zreteľná v Konžskej panve a v Amazónii. Pôdy sa tu vyvíjajú v humídnych podmienkach dažďových pralesov a vlhkých tropických lesov (niekoľko tisíc mm zrážok ročne). Dlhodobé alitické zvetrávanie pevných hornín a minerálov, vytvorilo niekoľko metrov hlboké, pre vodu dobre priepustné pôdotvorné substráty. Zatiaľ čo nitisoly majú dostatok živín, neutrálnu pôdnú reakciu, ferralsoly sa vyznačujú nižšou sorpčnou kapacitou, menším obsahom živín a kyslou pôdnou reakciou. Zónu okrem ostatných pôd (gleysoly, fluvisoly atď.) narušajú aj plintosoly (lateritové pôdy) s vrstvou plintitu, ktorý sa môže zmeniť na nezvratne stvrdnutú pôdnú vrstvu.

Zóna lixisolov, akrisolov a alisolov vznikla po oboch stranách zóny ferralsolov a nitisolov. V týchto oblastiach sa predlžuje suchá sezóna roka bez výdatnejších dažďov. Najrozšírenejšou rastlinnou formáciou týchto oblastí je savana alebo opadavý tropický les. Lixisoly, akrisoly a alisoly sú pôdy s výraznejším luvizemným Bt horizontom, ktoré sa vytvorili na plytších aj hlbších zvetralinách pevných kyslých, bázických aj karbonátových hornín. Alisoly sú pôdy, ktoré majú podobne ako luvisoly vysoké nasýtenie bázami ale v podpovrchovom horizonte obsahujú nízkoaktívny íl. Preferovaným pôdotvorným substrátom týchto pôd sú zvetraliny bázických hornín. Alisoly a akrisoly majú nízke nasýtenie bázami. Alisoly obsahujú vysokoaktívny íl a akrisoly nízkoaktívny íl. Lixisoly, akrisoly a alisoly sa vyskytujú aj v subtropických oblastiach. V priebehu zmien svetovej klímy sa humídne zóny posúvali v severnom aj v južnom smere. Dochádzalo k zmenám pôdotvorných podmienok a mnohé pôdy v tropickom a subtropickom pásme majú polygonálny vývoj. Ak k tomu pridáme rôznorodosť substrátov je pochopiteľné, prečo sa v tropických oblastiach nevyvinuli zreteľné neprerušované zóny týchto pôd.

Na základe pôd, ktoré tvoria rady pôd podliehajúcich klimatickej alebo bioklimatickej zonálnosti, môžeme doplniť prehľad zatriedenia referenčných skupín minerálnych pôd podľa dominantného pôdotvorného činiteľa (tab. 8) o zvyšné referenčné skupiny minerálnych pôd – tab. 19.

Tabuľka 19 Zatriedenie referenčných skupín minerálnych pôd z WRB podľa dominantného pôdotvorného činiteľa (2)

Činiteľ	Špecifikácia činiteľa	Referenčná pôdna skupina
človek	ľudské aktivity	antrosoly, technosoly
pôdotvorný materiál	vulkanické sklá a výlevy	andosoly
	viate piesky	arenosoly
	napučiavacie íly	vertisoly
vysoká pôdna vlhkosť	podzemná voda	gleysoly
	povrchová a hypodermická voda	planosoly, stagnosoly
topografia a limitovaný vek	poloha v rámci údolnej nivy	fluvisoly
	poloha nad údolnou nivou <i>spolu s charakterom pôdotvorného materiálu</i>	leptosoly, regosoly, kambisoly
arktické alebo subarktické podnebie	dlhodobé premŕzanie	kryosoly
mierne podnebie oblastí subhumídnych lesov a trávnatých porastov	priesakový alebo periodicky priesakový režim <i>spolu s kyslým prostredím</i>	podzoly, <i>retisoly</i> ²⁷ , luvisoly, umbrisoly

²⁷ Podľa IUSS Working Group WRB, 2014 albeluvisolys sú súčasťou referenčnej skupiny *retisolov* (Retisols).

Činiteľ	Špecifikácia činiteľa	Referenčná pôdna skupina
mierne podnebie stepných oblastí	periodicky priesakový až nepriesakový rovnovážny režim	feozeme, černozeme, kastanozeme
semiaridita až aridita	nepriesakový nerovnovážny režim alebo výparný režim	solončaky, solonce, kalcisoly, gypsisoly, durisoly
subhumídne a humídne subtropické a tropické podnebie a rovníkové podnebie		alisoly, lixisoly, akrisoly, nitisoly, ferralsoly
subhumídne a humídne tropické podnebie a rovníkové podnebie	<i>procesy vedúce k vzniku plintitu</i>	plintosoly

8 Informačné zdroje o pôdach Slovenska

K pedogeografii majú veľmi blízko rôzne prístupy na oceňovanie (bonitáciu) pôdy. Známe sú najmä americké, nemecké, rakúske, české, slovenské a iné bonitačné hodnotenia pôdy. Okrem pôdných vlastností sa pri stanovení bonity pôdy zohľadňuje klíma, reliéf (sklon a expozícia svahov), nadmorská výška a iné geoekologické parametre jednotlivých stanovísk. Na Slovensku existuje celoštátny bonitačný systém poľnohospodárskych pôd. Poľnohospodársky využívané pôdy sú zatriedené do jednotlivých typov bonitovaných pôdnoekologických jednotiek (BPEJ). Kartografické informácie o areáloch BPEJ sú sprístupnené prostredníctvom Pôdneho portálu (www.podnemapy.sk) prevádzkovaného Výskumným ústavom pôdoznavectva a ochrany pôdy v Bratislave (VÚPOP). Kódované označenie daného typu BPEJ sa skladá zo siedmich číselných kódov, z ktorých prvé dva predstavujú klimatický región, tretí a štvrtý kód 100 hlavných pôdných jednotiek, piaty kód hĺbku pôdy v kombinácii so skeletovitosťou, šiesty kód svahovitosť (sklon svahu) v kombinácii s expozíciou svahov a siedmy posledný kód predstavuje jednu z piatich zrnitostných tried (Džatko a kol., 2009). Tak napr. pôdny areál s kódom BPEJ 0379562 sa nachádza v teplom, veľmi suchom, nížinnom a kontinentálnom klimatickom regióne (číslice 0 a 3). Hlavnou pôdnou jednotkou je kambizem kultizemná alebo modálna a ranker kambizemný. Pôda je plytká, vyvinula sa z rôznych substrátov vytvorených zvetrávaním pevných hornín, je stredne ťažká až ľahká (číslice 7 a 9). Pôda sa nachádza na stredne naklonenom svahu so sklonom 7° až 12° a severnou expozíciou (číslica 5). Pôda je stredne až silno skeletovitá s obsahom skeletu od 25 do 50 % v povrchovom a od 25 do 50 %, prípadne viac ako 50 % v podpovrchovom horizonte, plytká s hĺbkou do 0,3 m (číslica 6). Z hľadiska zrnitosti sa jedná o stredne ťažkú hlinitú pôdu (posledná číslica 2). Pre používanie máp BPEJ Slovenska existujú štyri publikované príručky (Džatko a kol., 1976; 1985 a 2009; Linkeš a kol., 1996), v ktorých sú uvedené zmeny vyplývajúce so zdokonaľovaním (kódované označenie daného typu BPEJ v prvej etape pozostávalo len z piatich číselných kódov) a spresňovania bonitačného systému poľnohospodárskych pôd Slovenska. Bonitačný systém poľnohospodárskych pôd Slovenska slúžil v počiatku na stanovenie dane z poľnohospodárskych pozemkov a výšky finančného odškodnenia pri zábere pôdy. V súčasnosti je cena pôdy odvodená na základe BPEJ používaná predovšetkým pri vyjadrení hodnoty pôdy pri realizácii pozemkových úprav a pri stanovovaní výšky nájmu za poľnohospodársku pôdu.

Komplexný prieskum poľnohospodárskych pôd (KPP) sa uskutočnil v rokoch 1960 až 1970. Výsledky z KPP boli kartograficky prezentované na mapách taxonomických pôdných jednotiek s údajom o pôdotvornom substráte a hĺbke pôdy a na kartogramoch (mapách) zrnitosti, štrkovitosti a zamokrenia v mierke 1 : 10 000. Jednotlivé sekcie týchto máp boli odvodené zo sekcií Štátnej mapy odvodenej v mierke 1 : 5 000, do ktorých sa zakresľovali informácie z terénneho prieskumu realizovaného v rámci KPP. Tieto informácie sú k dispozícii na pracoviskách VÚPOP v Bratislave, v Banskej Bystrici a v Prešove.

Terénny prieskum lesných pôd bol realizovaný v rokoch 1960 až 1980. Realizoval ho Lesoprojekt, dnes Ústav pre hospodársku úpravu lesov ako súčasť Národného lesníckeho

centra vo Zvolene (NLC). Jedným z výstupov práce tejto inštitúcie sú mapy lesných pôd v mierke 1 : 25 000. Pri mapovaní lesných pôd bol na ich označenie taktiež použitý sedem miestny číselný kód, podobne ako pri BPEJ avšak s odlišným významom. Číselný kód je doplnený alfabetickou skratkou materskej horniny. Tak napr. lesný pôdny areál s kódom 4309421sv reprezentuje stredne hlbokú (číslica 4), piesočnato-hlinitú (číslica 3), hnedú lesnú pôdu (číslice 0 a 9), mezotrofnú (číslica 4), skeletnatú (číslica 2), slabo humóznou (číslica 1) na svore (dvojica písmen sv). Klasifikačný systém pôd doteraz používaný Lesoprojektom je postavený na trochu odlišných klasifikačných znakoch ako morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Prevod systematiky Lesoprojektu na jednotky morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska je však s určitými obmedzeniami možný (Schwarz a kol., 2005). Kartografické informácie o jednotkách priestorového rozdelenia lesa s údajom o pôde sú sprístupnené prostredníctvom mapového portálu Lesníckeho geografického informačného systému (<http://gis.nlcsk.org/lgis/>), ktorý je prevádzkovaný NLC.

Obidve mapovania boli spojené s opisom pôdných profilov vo vykopaných jamách, odberom pôdných vzoriek a laboratórnym stanovením rôznorodých fyzikálnych a chemických vlastností pôdy.

Sústavnému poznaniu vlastností pôd u nás napomáha aj cyklické (šesťročné) agrochremické skúšanie pôd (ASP) zabezpečované Ústredným kontrolným a skúšobným ústavom poľnohospodárskym v Bratislave, vo Zvolene a v Košiciach. ASP je vykonávané za účelom efektívneho manažovania hnojenia. V rámci poľnohospodárskych pôd sa stanovuje obsah prístupných foriem živín (P, K, Mg) a pôdna reakcia. Cyklické (päťročné) je aj stanovovanie základných hodnôt škodlivých chemických prvkov v rámci siete vybraných lokalít v lesoch, na poliach a lúkach na Slovensku v rámci Monitoringu pôd Slovenska, ktorý je realizovaný od roku 1993 (zabezpečuje VÚPOP v Bratislave a v Banskej Bystrici). Komplexnú informáciu o distribúcii toxických stopových prvkov v pôdach Slovenska môžeme nájsť v práci Čurlík, 2011.

Prax mapovania poľnohospodárskych pôd na Slovensku (KPP aj ASP) vychádza z maximálnej výmery, ktorú môže reprezentovať jedna pôdna sonda. Podľa zložitosti pôdných pomerov pripadá jedna pôdna sonda maximálne na 7 až 18 ha (Šimanský, 2011). Pri ASP je to 10 ha. Pôdne vzorky sú odoberané z jednotlivých pôdných vrstiev a genetických pôdných horizontov.

Súhrn

Zákonitosti priestorovej diferenciácie pedosféry (rozšírenia pôd) môžeme rozdeliť do troch základných kategórií:

- zonálne zákonitosti,
- intrazonálne zákonitosti,
- azonálne zákonitosti.

Zonálne príčiny diferenciácie pedosféry sú úzko spojené s príčinami celoplanetárnej bioklimatickej zonálnosti. Prvotnou príčinou bioklimatickej zonálnosti je, v priebehu roka, nerovnomerné zohrievanie Zeme zapríčinené meniacim sa uhlom dopadu slnečných lúčov na zemský povrch. Tento uhol v rámci roku závisí od výšky Slnka nad rovinou rovníka.

Intrazonalita, alebo sekundárna, druhotná, prechodná zonalita je primárne spätá s orografiou a nadmorskou výškou, ako aj so vzdialenosťou od pohorí a oceánov. Tieto faktory výrazne narúšajú celoplanetárnu zonalitu, ale ich vplyv na vegetáciu a na pôdu je veľmi podobný. V rámci jedného pohoria alebo jeho predhoria môže dôjsť k vytvoreniu zákonitého radu pôd, ktorý bude identický s časťou celoplanetárneho radu. Je to dôsledok toho, že orografia, nárast nadmorskej výšky alebo vzdialenosť od pohorí alebo oceánov sa prejavuje na zmenách priemerných teplôt ale aj zrážkových úhrnov podobne ako pri celoplanetárnej klimatickej zonálnosti.

Azonálne usporiadania pedosféry má svoje primárne aj sekundárne príčiny, ktoré môžu spočívať v lokálnom nedostatku alebo lokálnom nadbytku povrchovej a podzemnej vody, v stupni jej mineralizácie, v rozdieloch vlastností jednotlivých hornín a z nich vytvorených pôdotvorných substrátov, v aktivitách človeka ale aj v lokálnom pôsobení klímy a rastlín alebo živočíchov.

Jednotlivé zákonitosti priestorovej diferenciácie pedosféry môžeme začleniť do nasledujúcej schémy:

A. ZONÁLNE ZÁKONITOSTI:

A 1 horizontálna zonálnosť pôd tvorená ôsmimi základnými pôdnymi zónami (zóna kryosolov, podzolov, *retisolov* (albeluvisolov) a luvisolov, feozemí, černoze, kastanozemí, ferralsolov a nitisolov a zóna lixisolov, akrisolov a alisolov)

B. INTRAZONÁLNE ZÁKONITOSTI:

B 1 výšková stupňovitosť pôd,

B 2 provincionalnosť pôdnej pokrývky,

B 3 predhorská zonálnosť pôd,

B 4 príhorská aridná zonálnosť pôd,

B 5 vertikálna stupňovitosť kotlín a náhorných rovín,

B 6 diferenciacia pedosféry zapríčinená mohutnosťou pohoria,

B 7 diferenciacia pedosféry zapríčinená drobnou výškovou členitosťou územia.

C. AZONÁLNE ZÁKONITOSTI:

C 1 detailná diferenciácia pedosféry.

Príčinou detailnej diferenciácie pedosféry sú pôdotvorné činitele, ktoré pôsobia na danom mieste. Sú to vlastne „stanovištné podmienky“. Tento termín je zapožičaný z biologicky orientovaných disciplín a v pedológii sa zatiaľ nepoužíva. Medzi tieto činitele patria aj mikroklimatické podmienky, ovplyvnené napr. orientáciou daného miesta, ale nepatria medzi ne mezoklimatické a makroklimatické podmienky. Mezoklimatické a makroklimatické podmienky síce platia aj na danom mieste ale zároveň vždy platia aj v jeho okolí. Aj ostatné pôdotvorné činitele môžu byť homogénne na rozsiahlych územiach (rovnaký pôdotvorný substrát, veľké zamokrené územie, výparný režim atď.), to znamená, že platia na danom mieste a zároveň platia aj v jeho okolí, ale nie je možné zaručiť, že tomu bude vždy tak.

Pôsobenie takýchto činiteľov na pôdy je síce kauzálne, ale nie je ho možné zovšeobecniť do podoby priestorových zákonitostí. Môžeme sa preto pokúsiť len o zovšeobecnenie úlohy týchto činiteľov pri vzniku určitých skupín pôd alebo pôdných typov. Tak napr.:

- **humidnosť** spôsobená lokálne nadbytočnou povrchovou alebo podzemnou vodou podmieňuje vývoj hygromorfných alebo organických pôd;
- **aridnosť a nadbytok solí** v podzemnej vode alebo v pôdnom materiáli podmieňuje halomorfny vývoj pôd (salinické pôdy);
- **vybielenie (albelizácia)** podmieňuje vývoj pôd typu pseudoglej stagnoglejový;
- **substrátovosť** podmieňuje vývoj celého radu pôd (iniciálnych, rendzinových andických, vertikálnych atď.);
- **antropogénnosť** podmieňuje vývoj kultivačných alebo technogénnych pôd.

Uvádzané skupiny pôd sú prevzaté z morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska (Societas pedologica slovacica, 2014). V ňom sú jednotlivé pôdne typy zaradené medzi nasledujúce skupiny pôd:

- iniciálne pôdy (litozeme, rankre, regozeme, fluvizeme),
- rendzinové pôdy (rendziny a pararendziny),

- molické pôdy (černozeme a čiernice),
- vertické pôdy (smonice),
- umbrické pôdy (umbrizeme),
- ilimerické pôdy (hnedozeme a luvizeme),
- kambické pôdy (kambizeme),
- andozemné pôdy (andozeme),
- podzolové pôdy (podzoly),
- hygromorfné pôdy (pseudogleje a gleje),
- organické pôdy (organozeme),
- salinické pôdy (slaniská a slance),
- kultizemné pôdy (kultizeme a hortizeme),
- technogénne pôdy (antrozeme a technozeme).

Pri zmene uhla pohľadu môžeme jednotlivé pôdne typy podľa morfogenetického klasifikačného systému pôd Slovenska (Societas pedologica slovac, 2014) a referenčné skupiny pôd podľa slovenského prekladu verzie klasifikácie pôd sveta (Svetová referenčná báza..., 2012) zaradiť do troch základných tried pôd. O tom, či daná pôda patrí medzi zonálne, intrazonálne alebo azonálne pôdy rozhodujú podmienky ich výskytu. Na základe podmienok výskytu môže byť jedna pôda zaradená aj medzi zonálne a aj medzi intrazonálne pôdy alebo azonálne pôdy. Závisí to od charakteru podmienok, ktoré na danom mieste pôsobili pri ich vzniku a ktoré pôsobia na ich súčasný vývoj. V ďalšom texte použijeme nasledujúce skratky pôd:

a) Societas pedologica slovac (2014):

litozem (**LI**), ranker (**RN**), regozem (**RM**), fluvizem (**FM**), rendzina (**RA**), pararendzina (**PR**), černozem (**ČM**), čiernica (**ČA**), smonica (**SA**), umbrizem (**UM**), hnedozem (**HM**), luvizem (**LM**), kambizem (**KM**), andozem (**AM**), podzol (**PZ**), pseudoglej (**PG**), glej (**GL**), organozem (**OM**), slanisko (**SK**), slanec (**SC**), kultizem (**KT**), hortizem (**HZ**), antrozem (**AN**), technozem (**TZ**);

b) Slovenský preklad verzie klasifikácie pôd sveta (Svetová referenčná báza..., 2012):

akrisoly (**AC**), albeluvisoly (**AB**), alisoly (**AL**), andosoly (**AN**), antrosoly (**AT**), arenosoly (**AR**), černozeme (**CH**), durisoly (**DU**), feozeme (**PH**), ferralsoly (**FR**), fluvisoly (**FL**), gleysoly (**GL**), gypsisoly (**GY**), histosoly (**HS**), kalcisoly (**CL**), kambisoly (**CM**), kastanozeme (**KS**), kryosoly (**CR**), leptosoly (**LP**), lixisoly (**LX**), luvisoly (**LV**), nitisoly (**NT**), planosoly (**PL**), plintosoly (**PT**), podzoly (**PZ**), regosoly (**RG**), solončaky (**SC**), solonce (**SN**), stagnosoly (**ST**), technosoly (**TC**), umbrisoly (**UM**), vertisoly (**VR**).

Medzi pôdy so zonálnym, intrazonálnym a azonálnym výskytom môžeme zaradiť nasledujúce pôdne typy alebo referenčné skupiny pôd:

- A. zonálny výskyt: CR, **PZ-PZ**, AB, **LM-LV**, PH, **HM**, **ČM-CH**, KS, AC, LX, AL, NT, FR;
- B. intrazonálny výskyt: CR, **PZ-PZ**, AB, **LM-LV**, PH, **HM**, **ČM-CH**, KS, AC, LX, AL, NT, FR, **LI**, **RN-LP**, **UM-UM**, **KM-CM**, **PG-PL**, AB;
- C. azonálny výskyt: **PZ-PZ**, **LM-LV**, **LI**, **RN-LP**, **UM-UM**, **KM-CM**, **PG-PL**, **OM-HS**, **FM-FL**, **RA**, **PR**, **ČA**, **SA-VR**, **AM-AN**, **GL-GL**, **SK-SC**, **SC-SN**, **KT-AT**, **HZ**, PT, **TZ-TC**, ST, GY, DU, CL, AR, **RM-RG**.

Zatriedenie pôd do troch predošlých skupín musíme chápať len ako jednu z možností, ktorá vychádza z pravidla, že k intrazonálnym pôdam boli zaradené pôdy, ktoré reprezentujú predhorskú zonálnosť a výškovú stupňovitosť pôd. Z tohto dôvodu boli medzi intrazonálne pôdy zaradené aj pseudogleje (planosoly) a kambizeme (kambisoly), pričom tieto pôdy nie sú vždy zaradované medzi intrazonálne pôdy.

Literatúra

- ALEKSANDROVSKIJ, A. L. 2008. Zapis prirodnoj sredy v počvach golocena. In: TARGULJAN, V. O. a GORJAČKIN, S. V. (eds.) 2008. *Pamjať počv.* Moskva: Institut geografii RAN, 2008. S. 75-105.
- BEDRNA, Z. 1966. Topografický rad pôd výškovej pásmovitosti na Trnavskej pahorkatine. In: *Náuka o Zemi. Pedologica* 2, Bratislava, 1966. 62 s.
- BEDRNA, Z. 1969. Druhy a formy skupín pôd pri pôdnom mapovaní. In: *Geografický časopis*. 1969, roč. 21, č. 3, s. 193-202.
- BEDRNA, Z. 1977. *Pôdotvorné procesy a pôdne režimy*. Bratislava: Veda, 1977. 132 s.
- BEDRNA, Z., 1995. Príspevok ku klasifikácii a mapovaniu pôd pozmenených antropogénnou činnosťou. In: *Geografický časopis*. 1995, roč. 47, č. 2, s. 119-129. ISSN 0016-7193.
- BEDRNA, Z. 1999. Problémy klasifikácie a priestorovej štruktúry pedosféry. In: *Teoreticko-metodologické problémy geografie, príbuzných disciplín a ich aplikácia*. Bratislava: PriF UK, Slov. geogr. spoločnosť a Rakúsky ústav pre východnú Európu, 1999. S. 69-74.
- BEDRNA, Z. 2000. Aberácia pôdy antropizáciou v Karlovej Vsi (Bratislava). In: *Antropizácia pôd V: zborník referátov z vedeckého seminára s medzinár. účasťou*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznectva a ochrany pôdy, 2000. S. 16-20.
- BEDRNA, Z. 2002. *Environmentálne pôdoznectvo*. Bratislava: Veda, 2002. 352 s. ISBN 80-224-0660-0.
- BEDRNA, Z. 2009. K výškovej stupňovitosti Západných Karpát. In: *Phytopedon (Bratislava)*. 2009, Vol. 8, No. 1-2, s. 70- 80.
- BEDRNA, Z. a LINKEŠOVA-KUŠEVA, M. 1967. Mikromorfológia humusovo-železitých podzolov. In: *Vedecké práce Laboratória pôdoznectva v Bratislave*. 1967, č. 2, s. 67-71.
- BEDRNA, Z. a MIČIAN, Ľ. 1967. K voprosu o počvennogeografičeskich zakonomernostjach v Srednej i Jugovostočnoj Jevrope. In: *Počvovedenje*. 1967, No. 11, s. 42-49.
- BEDRNA, Z. a PARAČKOVÁ, A. 2002. Vlastnosti a rozšírenie pôd Belianskych Tatier. In: *Problems of Ecological Research of the High-Mountains Natural Environment*. Ed. P. Barančok. Bratislava: Ústav krajinskej ekológie SAV, 2002. S. 58-66.
- BEDRNA, Z. a RAČKO, J. 2000. Príspevok k pedogeografii Belianskych Tatier. In: *Geografický časopis*. 2000, roč. 52, č. 4, s. 323-326. ISSN 0016-7193.

- BEDRNA, Z., DLAPA, P., ĎURIŠ, M. a BÚTOROVÁ, J. 2009. Umbrizem – nový pôdny typ na Slovensku. In: *Geografický časopis*. 2009, roč. 61, č. 4, s. 291-300. ISSN 0016-7193.
- BEDRNA, Z., DLAPA, P., ŠIMKOVIC, I. a ŠIMONOVICHOVÁ, A. 2010. *Pôdy s umbrickým horizontom na Slovensku* [CD-ROM]. Bratislava: Univerzita Komenského v Bratislave, 2010. 226 s.
- BEDRNA, Z., FULAJTÁR, E., ZRUBEC, F. a JURÁNI, B. 1989. *Pôdne režimy*. Bratislava: Veda, 1989. 224 s.
- BEDRNA, Z., HRAŠKO, J. a SOTÁKOVÁ, S. 1968. *Pol'nohospodárske pôdoznanectvo*. Bratislava: SVPL, 1968. 363 s.
- BEDRNA, Z., RAČKO, J. a ŠURINA, B. 1994. Príspevok k mapovaniu pôd Bratislavy. In: *Geografický časopis*. 1994, roč. 46, č. 3, s. 307-318. ISSN 0016-7193.
- BIELEK, P., ŠURINA, B., ILAVSKÁ, B. a VILČEK, J. 1998. *Naše pôdy (pol'nohospodárske)*. Bratislava: Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, 1998. 82 s.
- BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W. R., FREDE, H. G., HORN, R. a STAHR, K. (eds.). 1996. *Handbuch der Bodenkunde*. Landsberg: Ecomed, 1996. 325 s.
- Bodenkundliche Kartieranleitung. KA5.* – 5. vyd. Ed. W. Eckelmann. Hannover: Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden, 2005. 438 s. ISBN 978-3-510-95920-4.
- BUBLINEC, E. 1974. Podzolový pôdotvorný proces pod borovicovými porastami Záhoria. In: *Náuka o Zemi. Pedologia*. Bratislava: Vydavateľstvo SAV, 1974. 174 s.
- BURNHAM, C. 1974. Altitudinal changes in soil on granite in Malaysia. In: *International Congress of Soil Science*. Vol. X, Moscow, 1974. S. 290-296.
- BUSCHNELL, T. M. 1942. Some aspects of the soil catena concept. In: *Soil Sci. Soc. America Proc.* 1942, No 7, s. 135-146.
- ČURLÍK, J. 2011. *Potenciálne toxické stopové prvky a ich distribúcia v pôdach Slovenska*. Bratislava: Prírodovedecká fakulta Univ. Komenského, 2011. 462 s. ISBN 978-80-967696-3-6.
- ČURLÍK, J. a ŠURINA, B. 1998. *Príručka terénneho prieskumu a mapovania pôd*. Bratislava: Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, 1998. 134 s. ISBN 80-85361-37-X.
- DOKUČAJEV, V. V. 1899. *Kučeniju o zonach prirody: Gorizontaľnyje i vertikaľnyje počvennyje zony*. S.-Peterburg: Tipografija SPb Gradonačal'stva, 1899. 28 s.
- DOKUČAJEV, V. V. 1949. *Izbrannyje sočinenija v 3 tomach*. Moskva: Sel'chozgiz, 1949. 428 s.

- DŽATKO, M. 1966. Príspevok ku genéze pôd na spraši a svahových hlinách v Západných Karpátoch. In: *Ved. práce lab. pôdoznanectva*. Bratislava, 1966. S. 87-101.
- DŽATKO, M. a kol. 1976. *Charakteristika bonitovaných pôdno-ekologických jednotiek SSR*. Bratislava: Min. poľnohospodárstva a výživy SSR a Príroda, 1976. 105 s.
- DŽATKO, M., LINKEŠ, V. a PESTÚN, V. 1985. Charakteristika BPEJ SSR. In: KLEČKA, M. a kol., *Bonitácia československých poľnohospodárskych pôd a smery jej využitia*. – 1. diel. Praha: Federální ministerstvo zemědělství a výživy a Ministerstvo zemědělství a výživy ČSR; Bratislava: Ministerstvo poľnohospodárstva a výživy SSR, 1985. 139 s.
- DŽATKO, M. a kol. 2009. *Príručka pre používanie máp bonitovaných pôdno-ekologických jednotiek*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy, 2009. 102 s.
- EEA [EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY]. 2011. *Urban Soil Sealing in Europe* [online]. [Citované 2016-12-13] Dostupné z: <http://www.eea.europa.eu/articles/urban-soil-sealing-in-europe>
- FAO - UNESCO. 1974. *Soil Map of the World, 1 : 5 000 000*. Volume I: Legend. Paris: Unesco, 1974. 59 s. ISBN 92-3-101125-1.
- FAO. 1988. *Revised Legend of the FAO - UNESCO Soil Map of the World*. Rome (Provisional edition of the final text). Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nation, 1988. 109 s.
- FAO. 2003. *The World Resource Base Map of World Soil Resources* [online]. FAO/EC/ISRIC, © 2003 [citované 2016-12-13]. Dostupné z: www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-maps-and-databases/other-global-soil-maps-and-databases/en/
- FIALA, K., BARANČÍKOVÁ, L., BREČKOVÁ, V., BÚRIK, V., HOUŠKOVÁ, B., CHOMANIČOVÁ, A., KOBZA, J., MAKOVNÍKOVÁ, J., MATÚŠKOVÁ, L. a VARÁDIOVÁ, D. 1999. *Záväzné metódy rozborov pôd: čiastkový monitorovací systém – Pôda*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy, 1999. 142 s. ISBN 80-85361-55-8.
- FUNAKAWA, S., KADONO, A., MORIOKA, K., PACHIKIN, K. a WANG, G. 2010. Distribution patterns of soils and vegetation in the foothills of the Tianshan and Altai Mountains in Central Eurasia. In: *Reconceptualizing Cultural and Environmental Change in Central Asia: An Historical Perspective on the Future*. Eds. M. WATANABE a J. KUBOTA. Kyoto a Kita-ku: Research Institute for Humanity and Nature, 2010. S. 29-48.
- GERASIMOV, I. P. 1945. Mirovaja počvonnaja karta i obščije zakony geografii počv. In: *Počvovedenije*. 1945, No. 3-4, s. 121- 148.
- GERASIMOV, I. P. a GLAZOVSKAJA, M. A. 1960. *Osnovy počvovedenija i geografija počv*. Moskva: Gosud. izdat.geogr. literatury, 1960. 490 s.

- GERASIMOVA, M. I. 1987. *Geografija počv SSSR*. Moskva: Vysšaja škola, 1987. 224 s.
- GLAZOVSKAJA, M. A. 1973. *Počvy mira. Geografija počv*. Moskva: Izdat. Moskovskogo universiteta, 1973. 426 s.
- GLINKA, K. D. 1914. *Die Typen der Bodenbildung: Ihre Klassifikation und geographische Verbreitung*. Berlin: Bornträger, 1914. 365 s.
- GRANEC, M. a ŠURINA, B. 1999. *Atlas pôd SR*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznectva a ochrany pôdy, 1999. 60 s.
- HAASE, G. 1978. Struktur und Gliederung der Pedosfäre in der regionischen Dimension. In: *Beiträge zur Geographie*. 1978, 29, No. 3. s. 7-79.
- HRAŠKO, J. a LINKEŠ, V. 1988. Geography of the Soils in the West Carpatians and Innercarpatian Lowlands. In: *Geografický časopis*. 1988, roč. 40, č. 1-2, s. 12-25.
- HRAŠKO, J., ČERVENKA, L., FACEK, Z., KOMÁR, J., NĚMEČEK, J., POSPÍŠIL, F., a SIROVÝ, V. 1962. *Rozbory pôd*. Bratislava: SVLP, 1962. 335 s.
- HRAŠKO, J., LINKEŠ, V., NĚMEČEK, J., NOVÁK, P., ŠÁLY, R. a ŠURINA, B. 1991. *Morfogenetický klasifikačný systém pôd ČSFR. – 2. vyd.* Bratislava: Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, 1991. 106 s. ISBN 80-85361-05-1.
- ISRIC. 2016. *SoilGrids* [online]. ISRIC – World Soil Information, © 2016 [citované 2016-12-13]. Dostupné z: <http://soilgrids.org/index.html>
- IUSS WORKING GROUP WRB. 2007. World Reference Base for Soil Resources 2006. First Update 2007. A Framework for International Classification, Correlation and Communication. In: *World Soil Resources Reports*. No. 103. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nation, 2007. 116 s.
- IUSS WORKING GROUP WRB. 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps: Update 2015. In: *World Soil Resources Reports*. No. 106. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nation, 2015. 192 s. ISBN 978-92-5-108369-7.
- JENČO, M. a PIŠÚT, P. 2011. Využitie digitálneho modelu reliéfu pri optimalizácii rozmiestnenia pôdných sond. In: *Diagnostika, klasifikácia a mapovanie pôd*. Bratislava : Výskumný ústav pôdoznectva a ochrany pôdy, 2011. S. 225-231. ISBN 978-80-89128-90-7.
- JONES, A., STOLBOVOY, V., TARNOCAI, C., BROLL, G., SPAARGAREN, O. a MONTANARELLA, L. (eds.) 2010. *Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region*. Luxembourg: European Comision, Publication Office of the European Union, 2010. 114 s. ISBN 978-92-79-09770-6.

- JURÁNI, B., DLAPA, P., BEDRNA, Z. a ŠTERUSKÁ, A. 2011. *Prekrytie pôdy (soil sealing) na Slovensku* [CD-ROM]. Bratislava: Univerzita Komenského v Bratislave, 2011. 80 s. ISBN 978-80-223-3169-2.
- KALIVODOVÁ, E., BEDRNA, Z., BALÁNKOVÁ, E., DAVID, S., ĎUGOVÁ, O., FEDOR, P., FENĎA, P., GAJDOŠ, P., GAVLAS, V., KALINKA, H., KOLLÁR, J., KRISTÍN, A., KUBÍČEK, F., KÜRTHY, A., LUKÁŠ, J., MAGIC, D., OLŠOVSKÝ, T., PASTORÁLIS, G., SVATONĚ, J., SZABÓOVÁ, A., ŠTEFFEK, J., ŠTEPANOVICHOVÁ, O. a ZALIBEROVÁ, M. 2008. *Flóra a fauna viatych pieskov Slovenska*. Bratislava: Veda, 2008. 251 s. ISBN 978-80-224-0968-1.
- KALIVODOVÁ, E., KUBÍČEK, F., BEDRNA, Z., KALIVODA, H., GAVLAS, V., KOLLÁR, J., GAJDOŠ, P. a ŠTEPANOVICHOVÁ, O. 2002. *Viate piesky Slovenska: Sand Dunes of Slovakia*. [b. m.]: [b. v.], 2002. 60 s. ISBN 978-80-224-0968-1.
- KOLÉNY, M. 1995. Príspevok k poznaniu antropogénnych pôd Modry. In: *Zborník referátov z vedeckého seminára Antropizácia pôd*. Bratislava: Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, 1995. S. 33-41.
- KOLÉNY, M. 2001. Anthropogenic Soils of Modra Town. In: *Soil Anthropization VI: Proceedings (Bratislava, Slovakia, June 20-22, 2001)*. Bratislava: Soil Science and Conservation Research Institute, 2001. S. 102-105.
- KOPECKÝ, J. 1928. *Půdoznalství*. Praha, 1928. 228 s.
- KOTVAS, F. 2000. Súčasný stav zásob živín a pH orných pôd Slovenska. In: *Antropizácia pôd V*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznalstva a ochrany pôdy a Katedra pedológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, 2000. S. 36-42.
- KOVDA, V. A. 1973. *Osnovy učenija o počvach*. Moskva: Nauka, 1973. 447 s.
- KOVDA, V. A. 1974. *Biosphere, Soils and their Utilization*. Moscow: Academy of Sciences of the USSR, 1974. 125 s.
- KRCHO, J. 1981. Mapa ako abstraktný kartografický model S_k geografickej krajiny ako reálneho priestorového systému S_G . In: *Geografický časopis*. 1981, roč. 33, č. 3, s. 244-272.
- KUBÍČEK, F. 1977. Otázky produkcie rastlín v biosfére. In: *Životné prostredie*. 1977, roč. 11, č. 5, s. 249-253.
- Lesnícky geografický informačný systém: mapový server Národného lesníckeho centra* [online]. Národné lesnícke centrum vo Zvolene, © 2016 [citované 2016-12-13]. Dostupné z: <http://gis.nlcsk.org/lgis/>
- LINKÉŠ, V. 1976. Príspevok k existencii zonálnosti pôd vo vnútrokarpatských nížinách. In: *Geografický časopis*. 1976, roč. 28, č. 3, s. 169-179.

- LINKEŠ, V. 1981. Geografia pôd Vysokých Tatier a ich predpolia. In: *Geografický časopis*. 1981, roč. 33, č. 3, s. 32-49.
- LINKEŠ, V., PESTÚN, V. a DŽATKO, M. 1996. *Príručka pre používanie máp bonitovaných pôdno-ekologických jednotiek: príručka pre bonitáciu poľnohospodárskych pôd*. – 3. upr. vyd. Bratislava: Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, 1996. 102 s. ISBN 80-85361-19-1.
- LIVEROVSKIJ, J. A. a KORBLJUM, E. A. 1960. Zonalnosť počvennogo pokrova predgornych territorij. In: *Izvestija Akademii nauk SSSR, Serija geografičeskaja*, No. 3, s. 34-41.
- LUKNIŠ, M. (ed.) 1972. *Slovensko 2: Príroda*. Bratislava: Obzor, 1972. S. 126-127.
- MA-JANG-CHIH. 1964. Les principes generaux de la distribution geographique des sols de montagne de la Chine. In: *Abstracts of Papers: 8th Int. Congr. of Soil Science (Bucharest, Romania)*. No. 4. Bucharest, 1964. S. 124-126.
- MAMITOV, A. M. a MAKARENKO, V. A. 1964. Besonderheiten der Bergbodenbildung in Tian- Shan. In: *Abstracts of Papers: 8th Int. Congr. of Soil Science (Bucharest, Romania)*. No. 4. Bucharest, 1964. S. 83 – 84.
- MIČIAN, Ľ. 1965. Vplyv geomorfologických pomerov na charakter pôdneho krytu. In: *Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae*. Bratislava: Slovenské pedagogické nakladateľstvo, 1965. 140 s.
- MIČIAN, Ľ. 1967. K otázke predhorskej (príhorskej) zonálnosti pôd so zvláštnym zreteľom na strednú a juhovýchodnú Európu. In: *Sborník Čsl. společn. zeměp.* 1967, roč. 72, č. 4, s. 342-354.
- MIČIAN, Ľ. 1977. *Všeobecná pedogeografia*. Bratislava: Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, 1977. 153 s.
- MIČIAN, Ľ. 2008. *Všeobecná geoekológia*. Bratislava: Geo-grafika, 2008. 88 s. ISBN 978-80-89317-04-2.
- MIČIAN, Ľ. a BEDRNA, Z. 1964. Dva druhy výškovej pásmovitosti v strednej Európe so zvláštnym zreteľom na územie Slovenska. In: *Geografický časopis*. 1964, roč. 16, č. 1, s. 40-51.
- MIČIAN, Ľ. a BEDRNA, Z. 1990. Renesancia problému predhorskej zonálnosti pôd (prírodného prostredia) v nížinách Slovenska. In: *Geografický časopis*. 1990, roč. 42, č. 3, s. 251-264.
- MIDRIAK, R. 1983. *Morfogenéza povrchu vysokých pohorí*. Bratislava: Veda, 1983, 516 s.
- MIDRIAK, R. 2010. *Erodované spustnuté pôdy Slovenska*. Banská Bystrica: Univerzita M. Bela, Ústav vedy a výskumu – Inštitút výskumu krajiny a regiónov, 2010. 190 s. ISBN 978-80-557- 0109-7.

- MICHAL, P. 1976. Uplatnenie zákonitosti priestorovej diferenciácie pedosféry na základe priečného profilu Podunajskej nížiny v priestore Modra – Sereď. In: *Geografický časopis*. 1976, roč. 28, č. 3, s. 216-226.
- MICHALKO, J., BERTA, J. a MAGIC, D. 1986. *Geobotanická mapa ČSSR: Slovenská socialistická republika*. Bratislava: Veda, 1986. 168 s. + 40 s. príl. + 12 máp.
- MILKOV, F. N. 1953. *Vozdejstvie reliefa na rastiteľnosť i životnyj mir*. Moskva, 1953. 120 s.
- MILNE, G. 1935. Composite units for the mapping of complex soil associations. In: *Transactions of the Third International Congress of Soil Science: Oxford, England, 1935: Vol. I: Commission Papers*. London: Murby, 1935. S. 345-347.
- MORAVEC, J. a kol. 1994. *Fytocenologie (Nauka o vegetaci)*. Praha: Academia, 1994. 403 s. ISBN 80-200-0457-2.
- Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska: bazálna referenčná taxonómia*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany pôdy a Societas pedologica slovac, 2000. 76 s. ISBN 80-85361-70-1.
- NEEF, E. 1963. Dimensionen geographischer Betrachtung. In: *Forschungen und Fortschritte*. 1995, roč. 37, s. 361-363.
- NEEF, E., RICHTER, H., BARSCH, H. a HAASE, G. 1973. *Beitrage zur Klärung der Terminologie in der Landschaftsforschung*. Leipzig: Geogr. Institut der ADW der DDR. 28 s.
- NĚMEČEK, J., MACKŮ, J., VOKOUN, J., VAVŘÍČEK, D. a NOVÁK, P. 2001. *Taxonomický klasifikačný systém půd České republiky*. Praha: ČZU a VÚMOP, 2001. 79 s. ISBN 80-238-8061-6.
- NESTROY, O. 2001. Position, arrangement and definition of „Colluvien and Anthrosols“ in the Austrian Soil Classification 2000. In: *Soil Anthropization VI: Proceedings (Bratislava, Slovakia, June 20-22, 2001)*. Bratislava: Soil Science and Conservation Research Institute, 2001. S. 28-31.
- NESTROY, O. (ved. kol.), AUST, G., BLUM, W. E. H., ENGLISCH, M., HAGER, H., HERZBERGER, E., KILIAN, W., NELHIEBEL, P., ORTNER, G., PECINA, E., PEHAMBERGER, A., SCHNEIDER, W. a WAGNER, J. 2011. Systematische Gliederung der Böden Österreichs. Österreichische Bodensystematik 2000 in der revidierten Fassung von 2011. In: *Mitteilungen d. Österr. Bodenkundl. Ges.* Heft 79. Wien: ÖBG, 2011. 152 s. ISSN 0029-893-X.
- NOCHTA, P. 2012. *Kryogénne javy v pôdach vo vrcholovej časti Martinských holí*. Bratislava, 2012. Dizertačná práca. Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta. 111 s.

- OYAMA, M., TAKEHARA, H. a OOI, Y. 1967. *Revised Standards Soil Colour Charts*. Tokyo: Nihon Shikiken Jigyo, 1967. 46 s.
- PALLMANN H., 1947. Pédologie et phytosociologie: Conférence donnée au Congrès de Pédologie Méditerranéenne: In: *Congrès International de Pédologie de Montpellier-Alger (Mai 1947)*. Montpellier, 1947. S. 1-36.
- PELÍŠEK, J. 1957. *Lesnické půdoznanství*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1957. 442 s.
- PELÍŠEK, J. 1966. *Výšková půdní pásmovitost Střední Evropy*. Praha: Československá akademie věd, 1966. 366 s.
- PELÍŠEK, J. 1973. Pôdne pomery Tatranského národného parku. In: *Zborník prác o TANAPe*, 15. Martin: Osveta, 1973. S. 145-180.
- PLESNÍK, P. 1972. A contribution to the question of the geographical character of European high mountains. In: *Geografický časopis*. 1972, roč. 24, č. 2, s. 96-103.
- PLESNÍK, P. 1975. Hlavné činitele priestorovej diferenciácie vegetácie na Slovensku. In: *Geografický časopis*. 1975, roč. 27, č. 1, s. 61-68.
- Pôdny portál: informačný servis VÚPOP* [online]. Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany pôdy Bratislava, © 2016 [citované 2016-12-13]. Dostupné z: www.podnemapy.sk
- PRASOLOV, L. I. 1916. Stepnyje černozyjomy v Azovskom ozernom regione. In: *Počvovedenie*. No. 1, s. 23-46.
- Priemerný ročný úhrn zrážok [mapa]. In: *Klimatický atlas Slovenska*. Bratislava: Slovenský hydrometeorologický ústav, 2015. S. 37. ISBN 978-80-88907-90-9.
- RAMANN, E. 1905. *Bodenkunde*. – 2. vyd. Berlin: Springer, 1905. 431 s.
- RAUČINA, Š. 1978. *Výskyt rašelinísk na Slovensku a ich využitie v poľnohospodárstve*. Bratislava: SVPL, 1978. 152 s.
- RODE, A. A. 1955. *Počvovedenije*. Moskva a Leningrad: Goslesbumizda, 1955. 524 s.
- RODOMAN, B. B. 1968. Zonality and geographical zones. In: *Vestnik Moskovskogo universiteta, Geografija*. 1968, No. 5, s. 33-30.
- SCHAETZL, R. J. a ANDERSON, S. 2013. *Soils: Genezis and Geomorphology*. – 5. vyd. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 817 s. ISBN 978-0-521-81201-6.
- SCHWARZ, M. a kol. 2005. *Príručka prieskumu ekológie lesa*. Zvolen: Lesoprojekt, 2005.
- SIBIRCEV, N. M. 1951. *Sobrannyje sočinenija*. T. 1 – 3. Moskva: GISL, 1951. 472 s.
- SMOLÍK, L. 1957. *Pedologie*. Praha: SNTL, 1957. 400 s.

- SOBOCKÁ, J., JAĎUĎA, M. a POLTÁRSKA, K. 2004. Urban soils of the city Bratislava and their impact on environment. In: *Soil Anthropization VIII (Bratislava, Slovakia, Sept. 28-30, 2004): Proceedings*. Bratislava: Soil Science and Conservation Research Institute, 2004. S. 53-61. ISBN 80-89128-12-2.
- SOCIETAS PEDOLOGICA SLOVACA. 2014. *Morfo genetický klasifikačný systém pôd Slovenska: bazálna referenčná taxonómia*. – 2. upr. vyd. Bratislava: NPPC, VÚPOP. 96 s. ISBN 978-80-8163-005-7.
- Soil Atlas of Europe*. Luxembourg: European Soil Bureau Network a European Commission, 2005. 128 s. ISBN 978-92-894-8120-5.
- Soil Geographical Database of Eurasia: Version 4 beta, 25/09/2001* [online]. European Soil Bureau, JRC, European Commission, © 2001 [citované 2016-12-13]. Dostupné z: eusoils.jrc.ec.europa.eu/ESDB_Archive/sgdbe/wrb-lev1a3.pdf
- SOIL SURVEY STAFF. 1960. *Soil Classification, a Comprehensive System 7th Appromixation*. Washington: Soil Conservation Service USDA, US Govt. Pr. Off., 1960. 229 s.
- SOIL SURVEY STAFF. 1975. *Soil Taxonomy: a Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Washington: Soil Conservation Service USDA, US Govt. Pr. Off., 1975. 754 s.
- SOIL SURVEY STAFF. 1998. *Keys to Soil Taxonomy: 8th Edition*. Washington: USDA, NRCS, 1998. 328 s.
- SOIL SURVEY STAFF. 2010. *Keys to Soil Taxonomy: 11th Edition*. Washington: USDA, NRCS, 2010. 285 s.
- SOKOLOV, J. A. 1959. O zonalnosti počv i počvennych zonach Kazachstana. In: *Počvovedenje*. 1959, No. 9, s. 35-48.
- Svetová referenčná báza pre pôdne zdroje 2006: Rámec pre medzinárodnú klasifikáciu, koreláciu a komunikáciu: Prvé opravené vydanie 2007: Slovenský preklad*. Preložila J. Sobocká. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznectva a ochrany pôdy, 2012. 98 s. ISBN 978-80-89128-94-5.
- SZOMBATOVÁ, N., SOBOCKÁ, J. a EŠTOK, M. 2004. Urban soils of some locations in Nitra town. In: *Soil Anthropization VIII (Bratislava, Slovakia, Sept. 28-30, 2004): Proceedings*. Bratislava: Soil Science and Conservation Research Institute, 2004. S. 114-120. ISBN 80-89128-12-2.
- SZOMBATOVÁ, N., ZAUJEC, A. a REITŠPISOVÁ, M. 2008. Vlastnosti pôd pod vybranými druhmi drevín v meste Nitra. In: *Zborník príspevkov: Antropizácia pôd IX. (Bratislava, 27. – 28. 5. 2008)*. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznectva a ochrany pôdy, 2008. S. 69-74. ISBN 978-80-89128-48-8.

- ŠÁLY, R. 1962. *Hlavné typy lesných pôd Slovenska*. Bratislava: Vydavateľstvo SAV, 1962. 218 s.
- ŠÁLY, R. 1996. *Pedológia*. Zvolen: Technická univerzita vo Zvolene, Fakulta ekológie a environmentalistiky, 1996. 177 s. ISBN 80-2280-529-7.
- ŠARAPATKA, B., DLAPA, P. a BEDRNA, Z. 2002. *Kvalita a degradace půdy*. Olomouc: Univerzita Palackého Olomouc, 2002. 248 s. ISBN 80-244-0584-9.
- ŠIMANSKÝ, V. 2011. *Terénny prieskum pôd (učebné texty z disciplíny Pedológia a základy geológie)*. Nitra: Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, 2011. 48 s. ISBN 978-80-552-0610-3.
- ŠUSTYKEVIČOVÁ, O. 1998. *Pôdoznalecký slovník*. Bratislava: Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, 1998. 272 s. ISBN 80-85361-43-4.
- TARGULJAN, V. O. 2008. Pamjať počv: formirovanije, nositeli, prostranstvennoje raznoobrazije. In: TARGULJAN, V. O. a GORJAČKIN, S. V., eds., *Pamjať počv*. Moskva: Institut geografii RAN, 2008. S. 24-57.
- TARGULJAN, V. O. a GORJAČKIN, S. V. (eds.) 2008. *Pamjať počv*. Moskva: Institut geografii RAN, 2008. 687 s.
- TATARKOVÁ, Z. a BEDRNA, Z. 2008. Antropizácia pôd mestskej časti Bratislava-Rača. In: *Zborník príspevkov: Antropizácia pôd IX. (Bratislava, 27. – 28. 5. 2008)*. Bratislava: Výskumný ústav pôdozactva a ochrany pôdy, 2008. S. 55-61. ISBN 978-80-89128-48-8.
- TOBIÁŠOVÁ, M. 2004. Specific problems of urban soils research in the area of Prešov. In: *Soil Anthropolization VIII (Bratislava, Slovakia, Sept. 28-30, 2004): Proceedings*. Bratislava: Soil Science and Conservation Research Institute, 2004. S. 121-125. ISBN 80-89128-12-2.
- VAGELER, P. 1940. Die Böden Westafrikas vom Standpunkt der Catena-Methode. In: *Mitteilungen der Gruppe Deutscher kolonialwirtschaftlicher Unternehmungen*. Jg. 2. Berlin, 1940. S. 69-107.
- VILČEK, J., HRONEC, O. a BEDRNA, Z. 2005. *Environmentálna pedológia*. Nitra: Slovenská poľnohospodárska univerzita a Bratislava: Výskumný ústav pôdozactva a ochrany pôdy, 2005. 299 s. ISBN 80-8069-501-6.
- WISCHMEIER, W. H. a SMITH, D. D. 1978. *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning*. Agriculture Handbook no. 537. Washington: U. S. Dpt. of Agric, 1978. 58 s.
- ZACHAR, D. 1960. *Erózia pôdy*. Bratislava: Vyd. SAV, 1960. 486 s.

Literatúra

- ZAUJEC, A., CHLPÍK, J., NÁDAŠSKÝ, J., SZOMBATHOVÁ, N. a TOBIÁŠOVÁ, E. 2009. *Pedológia a základy geológie*. Nitra: Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, 2009. 399 s. ISBN 978-80-552-0207-5.
- ZLATNÍK, A. 1959. Přehled slovenských lesů podle skupin lesních typů. In: *Spisy Vědecké laboratoře biocenologie a typologie lesa Lesnické fakulty VŠZ v Brně*, č. 3. Brno: LF VSZ, 1959. 195 s.

Zoltán Bedrna a Marián Jenčo

Pedogeografia

**Zákonitosti priestorovej
diferenciácie pedosféry**

Prvé vydanie

Vydala Univerzita Komenského v Bratislave vo Vydavateľstve UK v roku 2016

Vyšlo ako elektronický dokument na CD-ROM

Rozsah: 125 strán, 8,79 AH (z toho 7,86 AH textu a 0,93 AH obrázkov)

ISBN 978-80-223-4323-2