

Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Vědy o Zemi



Anna Vedlichová

**VLIV MATEČNÝCH HORNIN RŮZNÉ MINERÁLNÍ SÍLY NA PŮDNÍ
CHARAKTERISTIKY**
**THE INFLUENCE OF PARENT ROCKS OF DIFFERENT MINERAL STRENGHT ON
SOIL CHARACTERISTIC**

Bakalářská práce

RNDr. Luděk Šefrna, CSc.

Praha, 2024

Abstrakt

Tato bakalářská práce se zabývá vztahem mezi minerální silou horniny a vlastnostmi půdy, zejména její sorpční schopností, zrnitostí a půdní reakcí. Klademe si otázku, zda je minerální síla rozhodujícím faktorem pro charakter půdy z ní vznikající. Odpověď na ni zkoumáme v odborné literatuře a terénním výzkumem, ze kterého se však pro jeho malou robustnost dat nedají vyvozovat obecné závěry. První část práce je věnována rešerši získaných poznatků o vlivu minerální síly matečné horniny na charakter půd. Poté se zabýváme dalšími pedogenními faktory, které do vztahu mezi minerální silou horniny a vlastnostmi půd vstupují. V praktické části se věnujeme vlastnímu terénnímu výzkumu a jeho vyhodnocení. Výsledky terénního měření porovnááme se znalostmi získané z odborné literatury. Docházíme k závěru, že míra ovlivnění půdy minerální silou horniny není jednoznačná a velmi záleží na ostatních působících faktorech.

Klíčová slova: půdní vlastnosti, minerální síla hornin, komplexní průzkum půd

Abstract

This bachelor's thesis focuses on the relationship between the mineral strength of the soil and its properties, especially its sorption capacity, grain size, and soil reaction. We ask ourselves whether the mineral strength is a decisive factor for the character of the soil arising from it. We examine the answer to it in the academic literature and through field research, but due to the low robustness of the data, general conclusions cannot be drawn. The first part of the thesis is devoted to the analyses of the obtained knowledge about the influence of the mineral strength of the parent rock on the character of soils. Then we deal with other pedogenic factors that influence the relationship between the mineral strength of the rock and the properties of the soil. In the practical part, we focus on our field research and its evaluation. We compare the results of field measurements with the knowledge obtained from academic literature. We conclude that the degree of influence of the mineral strength of the rock on the soil is not clear-cut and depends very much on other influencing factors.

Key words: soil properties, mineral strength of parent rock, complex soil survey

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou bakalářskou práci "Vliv matečných hornin různé minerální síly na půdní charakteristiky" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího bakalářské práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené bakalářské práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušila autorská práva třetích osob.

V Praze dne 31.7. 2024



Poděkování

Ráda bych touto cestou poděkovala vedoucímu své bakalářské práce RNDr. Ludřkovi Šefrnovi, CSc. za doporučení a rady týkající se jejího obsahu a následné prezentace. Dále také za jeho odborný náhled, trpělivost a ochotu, kterou mi v průběhu zpracování bakalářské práce věnoval. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat své rodině a přátelům za jejich podporu a pomoc.

Obsah

1. Úvod.....	1
1.1 Hypotéza a cíl práce.....	2
2. Rešerše	3
2.2 Matečné horniny	3
2.3 Minerální síla hornin.....	4
2.4 Vliv minerální síly na jednotlivé vlastnosti půdy a jejich význam	7
2.4.1 Množství živin Ca, Mg, P a K	7
2.4.2 Sorpční schopnost půdy	9
2.4.3 Půdní reakce	9
2.4.4 Půdní pufrovitost	10
2.4.5 Evoluce půd	10
2.4.6 Zrnitost půd	12
2.5 Význam jednotlivých pedogenních faktorů	13
2.5.1 Půdotvorný substrát	14
2.5.2 Klima	15
2.5.3 Topografie.....	15
2.5.4 Biota.....	16
2.5.5 Čas	17
3. Materiál a metody	20
3.6 Zájmové území.....	20
3.6.1 Vymezení území.....	20
3.6.2 Geologické poměry.....	21
3.6.3 Půdní poměry	26
3.6.4 Klimatické poměry.....	27
3.6.5 Geomorfologické poměry.....	27
3.6.6 Biota.....	28
3.7 Metodický přístup	29
3.7.1 Výběr lokalit.....	29
3.7.2 Odběr vzorků	29
3.8 Analytická část	30
3.8.1 Stanovení zrnitosti.....	30
3.8.2 Stanovení aktivní a výměnné půdní reakce	30
3.8.3 Stanovení kationtové výměnné kapacity a bazické saturace sorpčního komplexu	31
3.8.4 Statistická analýza dat.....	31

4.	Výsledky	32
4.9	Vyhodnocení zrnitosti.....	33
4.10	Vyhodnocení pH	33
4.11	Vyhodnocení KVK a bazické saturace	35
5.	Diskuze	36
6.	Závěr	41
7.	Použitá literatura	42
8.	Seznam obrázků, tabulek a grafů	48
9.	Přílohy.....	i

1. Úvod

Půda je mimořádně komplexní systém na rozhraní atmosféry, geosféry, biosféry a hydrosféry. Je jedinečným prostředím pro růst a život rostlin. Působením složitých pedogenních, geomorfních a biologických procesů vzniká z tzv. matečné horniny půda, jedinečná pro dané místo a daný čas. (Schaetzl a Anderson, 2005). Rostliny potřebují prostředí, ve kterém budou pevně zakořeněny a které jim bude poskytovat potřebnou vláhu a živiny. Dnes význam přítomnosti živin v půdě vzrůstá i z environmentálních důvodů. Rostliny vážou oxid uhličitý z atmosféry do svých těl a tato jejich schopnost je omezena dostupností živin důležitých pro jejich růst (Augusto et al., 2017). Charakter půdy určuje její úrodnost, a proto je tak jedním z nejdůležitějších faktorů přispívajících k obživě lidstva.

Mezi hlavní faktory určující vlastnosti půd patří matečná hornina (neboli půdotvorný substrát), klima, topografie, biota a čas (Jenny, 1941). Půdotvorný substrát je prekurzorem půdy, jež jí svým zvětráváním dodává její anorganickou složku (Brady a Weil, 2017). Svým chemickým složením a fyzikálními vlastnostmi ovlivňuje charakter půdy, především její sorpční schopnosti, obsah živin a bází, půdní reakci, pufrovitost, zrnitost a její vývoj v čase. Jednou z možností, jak vyjádřit rozdíly mezi matečnými horninami v jejich chemickém a mineralogickém složení, je klasifikace matečných hornin podle jejich minerální síly. Tato klasifikace v českých zemích použila pro klasifikaci půdotvorných substrátů Komplexního průzkumu půd (dále jen KPP), jež probíhal mezi lety 1961–1970 a byl nejrozsáhlejším průzkumem půd v České republice, (VÚMOP, v.v.i., 2024.). Data z této databáze se dodnes hojně využívají pro pedologické a další výzkumy, a mají tak značný význam. Klasifikace matečných substrátů KPP vychází z Generální mapy ložisek přirozených hnojiv a minerální síly hornin, vytvořených v polovině 20. století Ložkem (Němeček et al., 1967). Ložek (1956) vychází z agronomického hodnocení hornin dle Stejskala a Pelíška (1956) podle jejich minerální síly. Minerální sílu hornin v České republice se v pozdějších letech ještě podrobněji zabýval Stejskal (1967, 1971). Definuje ji jako zastoupení čtyř makrobiogenních Ca, Mg, K a P v hornině (1971). Ve své starší publikaci (1967) de její definice přidává i hodnocení hornin z hlediska jejich předpokladů pro vznik dostatečného a jakostního sorpčního komplexu jílových minerálů. Jelikož z hodnocení minerální síly hornin vychází klasifikace matečných substrátů KPP, jeví se nám pochopení vztahu mezi minerální silou substrátu a vlastnostmi půd jako podstatné a přínosné.

V rešerši se věnujeme komplexnímu šetření vlivu minerální síly matečné horniny na charakter půd. Zahnujeme do něj i působení dalších pedogenních faktorů, jež mohou vliv minerální síly horniny na charakter půdy značně snižovat. Minerálně silné horniny sice půdám poskytují vyšší potenciál k vytvoření úrodných půd, ten však ale vlivem okolních proměnlivých podmínek působící na půdu nemusí být uplatněn. Proto důležitost a význam minerální síly prozkoumáváme studiem odborné literatury a vlastním terénním výzkumem.

Terénní výzkum byl proveden v okolí Týnce nad Sázavou, kde jsme porovnávali vlastnosti půd na matečných horninách různého mineralogické síly. Pro lepší srovnatelnost matečných hornin jsme se zaměřili pouze na hlubinné magmatity, kterých se nachází v okolí Týnce dostatek. Porovnávány mezi sebou byly půdy vzniklé na gabru, sázavském granodioritu a požárském granodioritu. Při výběru lokalit pro sondy jsme se snažili minimalizovat vedlejší vlivy, které by mohly výsledky našeho výzkumu ovlivnit. Především jsme vybírali lesní stanoviště, které je sice poznamenáno výsadbou nepřírodných dřevin, především jehličnanů, ale oproti zemědělským půdám je zde vliv člověka na vlastnosti půdy podstatně nižší. Dále jsme brali v úvahu reliéf a záměrně se vyhýbali oblastem, kde by mohlo docházet k ukládání kvartérních sedimentů. Odebrané vzorky byly odvezeny do laboratoře, kde byla změřena jejich aktivní a výměnná půdní reakce, zrnitost a chemické složení, ze kterého byla vypočítána kationtová výměnná kapacita (KVK) a bazická saturace sorpčního komplexu.

V diskuzi pomocí získaných znalostí a terénního průzkumu probíráme význam minerální síly horniny na vlastnosti půd.

1.1 Hypotéza a cíl práce

Cílem práce je shrnout poznatky o vlivu minerální síly matečné horniny na půdní charakteristiky. Pokládáme si následující otázky:

Ovlivňuje minerální síla matečné horniny charakteristiky půdy? Jaké a jakým způsobem? Je vliv minerální síly matečného substrátu natolik významný, aby byl rozhodujícím faktorem určujícím vlastnosti půd? Jaká je jeho důležitost pro charakter vznikajících půd?

Pracovní hypotézou této studie je tvrzení, že minerální síla horniny vlastnosti půdy významně ovlivňuje. Jsme si však vědomi toho, že na vlastnosti půd působí mnoho dalších pedogenních faktorů, které svým vlivem mohou souvztažnost mezi horninou a půdou zastínit. Proto si korelaci mezi minerální silou horniny a vlastnostmi půd chceme ověřit studiem dostupné literatury a terénním průzkumem. Snahou této práce je přiblížit čtenáři složitou komplexnost půdotvorných procesů.

2. Rešerše

2.2 *Matečné horniny*

Matečná hornina je jedním ze základních půdotvorných faktorů (Jenny, 1941). Matečná hornina svým zvětráváním dodává půdě její anorganickou složku a ovlivňuje tak její charakteristiky. Taxonomický klasifikační systém půd ČR (Němeček et al., 2011) rozčleňuje půdotvorné substráty do skupin podle jejich vlastností a způsobu vzniku na organické a antropogenní substráty, předpleistocénní až holocénní sedimenty a různé typy svahovin, vzniklé z hornin a zvětralin magmatického, metamorfního a sedimentárního původu., Geologickým podkladem pro klasifikaci matečných hornin na mapách KPP se stala Mapa ložisek přirozených hnojiv a minerální síly půd (Němeček et al., 1967). Cílem tohoto díla bylo kartografické zachycení hornin a zemin vhodných k úpravě zemědělské půdy, a to bez zvláštních úprav. Ložek tak vytvořil mapu, která zachycuje rozložení hornin v ČSSR podle jejich charakteristického petrografického složení se zvláštním ohledem na obsah základních živin: vápníku, hořčíku, fosforu a draslíku. Podle agronomického hodnocení hornin dle Stejskala a Pelíška (1956) rozdělil horniny a zeminy Československa do čtyř velkých skupin:

- horniny s vysokým obsahem jedné nebo více minerálních živin, popř. organických látek, jež mohou být bez větších úprav použity v přirozeném stavu jako hnojiva nebo součást hnojiv.
- horniny se středním až vysokým obsahem CaO, tj. všechny silněji vápnité usazeniny.
- horniny středně až málo výživné s nižším obsahem vápna až nevápnité. Jedná se o sedimenty, vyvěřeliny i metamorfity se společnou vlastností nízkého obsahu CaO a středního až nízkého obsahu ostatních živin.
- horniny kyselé s nedostatkem živin, tj. s převahou křemene

Stejskal (1971) poukazuje na nevhodnost volby tohoto mapového díla ke klasifikaci matečných substrátů půd. Např. zavedení skupiny hornin s vysokým obsahem jedné nebo více minerálních živin je z pedologického hlediska nelogické, neboť toto rozdělení nesplňuje základní potřebu zemědělství, kterou je alespoň dostatečný obsah všech živin. Němeček et al. (1967) uvádí, že si uvědomují některé nevyhovující aspekty této volby, ale mapa Ložka (1956) pokrývá celé území republiky a umožňuje tak jednotné hodnocení petrografických kategorií.

Mezinárodní klasifikační systém půd, vydané organizací Food And Agriculture Organization Of The United Nations, matečné horniny neklasifikuje do skupin. Z půdotvorných substrátů vymezuje pouze tzv. „diagnostické materiály“ – tedy takový půdní substrát, jehož přítomnost přímo ovlivňuje určení typu půdy. Jsou to např. substráty technogenní, tefrické, vápenaté, fluviální, koluviální aj. (Ministerstvo zemědělství, 2018.)

Holub (2002) upozorňuje na terminologii hornin využívanou ve starší literatuře. Klasifikace a názvosloví hornin se samozřejmě vyvíjí, upřesňuje a sjednocuje s mezinárodními systémy. Proto při studiu starších literárních zdrojů, které zde využíváme i my, je potřeba mít na paměti, že se zde můžeme setkat s mírnými odlišnostmi významu používaných pojmů, které může být mírně zavádějící.

Protože v této bakalářské práci nemůžeme obsáhnout celou šíři možných matečných substrátů, zaměřili jsme se na vztah mezi půdou a minerální silou magmatických plutonických matečných hornin. Vyvřelé horniny, na rozdíl od sedimentárních a některých metamorfních, totiž neobsahují žádné sekundární minerály vznikající v povrchové zvětrávací vrstvě, které mají důležitou roli při různých půdotvorných procesech. Množství a kvalita sekundárních minerálů přítomných v půdě jsou jedny z hlavních půdních charakteristik. Přítomnost těchto minerálů v matečném substrátu by nám ztěžovala pochopení vztahu mezi vlastnostmi matečné horniny a charakterem půdy (Chesworth, 1973).

Kromě toho je klasifikace vyvřelin příhodně postavená na hodnocení obsahu SiO_2 , který souvisí s množstvím Ca, Mg, K a P v hornině. Dle obsahu SiO_2 dělíme vyvřelé horniny na kyselé ($>63\% \text{SiO}_2$), intermediální ($52-63\% \text{SiO}_2$), bazické ($45-52\% \text{SiO}_2$) a ultrabazické ($<45\% \text{SiO}_2$) (Holub, 2002). Minerálně nejméně silné jsou všeobecně kyselé horniny s vysokým obsahem křemene, minerální síla stoupá u intermediálních hornin a nejsilnější jsou horniny bazické (Stejskal, 1971). Horniny ultrabazické jsou svým zastoupením v České republice málo významné, a proto se jimi v této práci nezabýváme. Za reprezentativní zástupce jednotlivých skupin jsme byli zvoleni granity (horniny kyselé), granodiority (neutrální) a gabra (bazické).

2.3 Minerální síla hornin

Pojem minerální síla hornin definoval Stejskal (1971) jako procentuální obsah vápníku, hořčíku, draslíku a fosforu na základě klasifikační stupnice uvedené v Tab.1. Tyto živiny jsou hlavními makrobiogenními prvky, jejichž klíčovým rezervoárem je matečná hornina. Do této skupiny se řadí i síra, ale protože se s jejím podstatným nedostatkem ekosystémy obecně neseťkávají, nebudeme se jejím obsahem v horninách a půdách dále zabývat. Minerální síla hornin lze tedy považovat za množství Ca, Mg, K a P potencionálně uvolnitelných z matečné horniny do půdy.

Tab. 2 porovnává průměrnou minerální sílu plutonitů České republiky (Stejskal, 1967) dle klasifikační stupnice uvedené v Tab. 1. Z Tab. 2 je vidět celkový klesající trend množství živin s rostoucí kyselostí horniny (Gray a Murphy, 1999). S rostoucím množstvím SiO_2 sice stoupá obsah draslíku, ale zároveň významně klesá obsah vápníku a hořčíku, jak znázorňuje Graf 1. Tento graf byl pro srovnání vytvořen z průměrného chemického složení uváděného Holubem (2002). Rozdíl v minerální síle hornin tohoto složení je markantnější – v celkovém součtu vychází pro gabra minerální síla 0, pro granodiorit – 2 a pro granit -4, jak uvádí Tab. 3. Rozdílný výsledek minerální síly hornin při porovnávání různých zdrojů je způsoben výběrem konkrétních hornin z odlišných lokalit, rozdíly v přesné klasifikaci jednotlivých hornin a v použitých laboratorních metodách

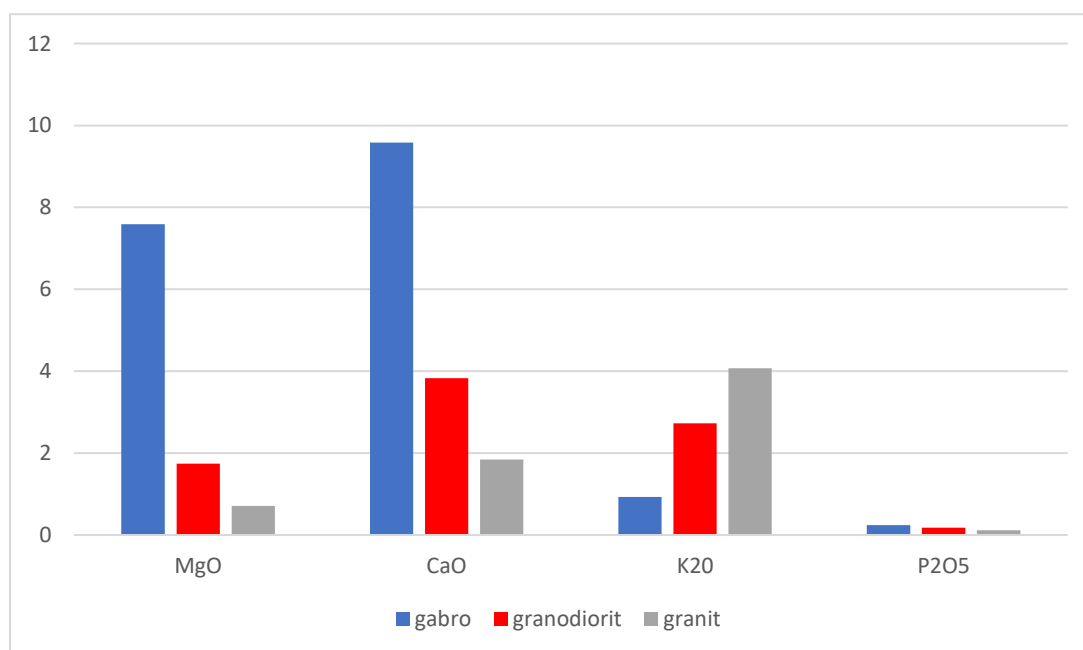
Tab. 1. Klasifikační stupnice pro hodnocení obsahu Ca, Mg, K a P matečných hornin podle agronomických požadavků (Stejskal, 1967).

Obsah (%)	naprosto nedostatečný (-3)	velmi malý (-2)	malý (-1)	dostatečný (Ø)	dobry (+1)	velmi dobrý (+2)	nadbytečný (+3)
CaO	0-0,64	0,64-1,27	1,27-3,28	3,28-6,37	6,37-11,82	11,82-19,10	>19,10
MgO	0-0,43	0,43-0,86	0,86-2,15	2,15-4,31	4,31-8,00	8,00-12,92	>12,92
K ₂ O	0-0,72	0,72-1,08	1,08-2,17	2,17-3,61	3,61-5,42	5,42-7,22	>7,22
P ₂ O ₅	0- 0,07	0,07-0,13	0,13-0,23	0,23-0,31	0,31-0,47	0,47-0,81	>0,81

Tab. 2. Minerální síla gabra, granodioritu a granitu (Stejskal, 1967, 1971).

	gabro	granodiorit intermediální	granodiorit kyselý	granit
CaO	2	Ø	-1	-1
MgO	2	-1	-1	-1
K ₂ O	-2	Ø	Ø	+1
P ₂ O ₅	Ø	Ø	Ø	-1/ Ø
celkový součet	2	-1	-2	-1,5
počet živin s nedostatečným obsahem	1	1	2	3

Graf 1. Průměrný obsah Ca, Mg, K a P gabra, granodioritu a granitu v hmotnostních % uváděných Le Maitrem (1976).



Tab. 3: Minerální síla gabra, granodioritu a granitu vypočtená z průměrného chemického složení těchto hornin uváděných Le Maitrem (1976).

	gabro	granodiorit	granit
CaO	+1	Ø	-1
MgO	+1	-1	-2
K ₂ O	-2	Ø	+1
P ₂ O ₅	Ø	-1	-2
součet nedostatku	-2	-2	-5
celkový součet	0	-2	-4
počet živin s nedostatečným obsahem	1	2	3

Stejskal (1967) ve své starší publikaci do hodnocení minerální síly hornin zahrnuje i potenciál horniny k tvorbě sorpčního komplexu. Sorpční komplex půdy je soubor koloidních částic, jež mají schopnost vázat na svůj povrch (a zase pouštět) vodu a kationty živin a bránit tak jejich vyplavení z půdního profilu. Není bez zajímavosti zmínit, že obecně je množství kationtů vázaných na sorpční komplex řádově vyšší než množství kationtů přítomných v půdním roztoku (Rejšek a Vácha, 2018).

Hlavní součástí sorpčního komplexu jsou humusové látky, vznikající z odumřelých organických zbytků, a sekundární minerály (jílové minerály a seskvioxydy), jež vznikají zvětráváním matečné horniny (Rejšek, Vácha, 2018 nebo jiný zdroj?). Množství a kvalita sorpčního komplexu jsou jednou z klíčových charakteristik půd. Minerální síla hornin zahrnující hodnocení potenciálu horniny k tvorbě dostatečného a jakostního sorpčního komplexu je uvedena v Tab. 4. Z tabulky vyplývá, že gabro vytváří velmi kvalitní sorpční komplex. Po zahrnutí potenciálu horniny k tvorbě kvalitního sorpčního komplexu se rozdíl mezi bazickým gabrem a ostatními horninami prohlubuje. Pro představu čtenáře o velikosti škály možné minerální síly hornin uvádíme, že nejnižší celkové minerální síly podle Stejskala (1967) dosahují třetihorní jezerní písky s hodnotou - 10,5 a nejvyšší těšínitické peridotity s hodnotou +8.

Tab. 4. Minerální síla hornin se zahrnutým hodnocením „základního chemismu matečných hornin z hlediska předpokladů pro vznik dostatečného a jakostního sorpčního komplexu jílových minerálů“ (Stejskal, 1967).

	gabro	granodiorit intermediální	granodiorit kyselý	granit
základní chemismus horniny	+7	0	-2	-3
Celková minerální síla (suma celkového součtu živin a základního chemismu dělená dvěma)	+4,5	-0,5	-2	-2,25

Z uvedených tabulek je patrná souvislost mezi obsahem SiO₂ a minerální silou horniny. Je to dáno mineralogickou podstatou plutonitů. S rostoucím obsahem SiO₂ stoupá podíl plagioklasu, jeho bazicita a obsah mafických minerálů, tedy prvky Ca, Mg a Fe. U kyselých hornin naopak převládají draselné živce a přítomny jsou plagioklasy nižší bazicity, tedy stoupá množství K a klesá množství Ca a Mg.

Z těchto důvodů lze obecně skupinu bazický hornin považovat za ekvivalentní ke skupině hornin minerálně silných a skupinu kyselých hornin za ekvivalentní ke skupině hornin minerálně slabých.

2.4 Vliv minerální síly na jednotlivé vlastnosti půdy a jejich význam

Má minerální síla vliv na vlastnosti půdy? Jednoznačně ano. Prvky Ca, Mg, K a P jsou významnými živinami rostlin. Jejich množství ve zdroji – matečné hornině – udává velikost potenciálu ke tvorbě jejich dostatečného množství v půdě. Ca, Mg a K jsou společně s Na podstatnými půdními bázemi. Jejich obsah v půdě ovlivňuje půdní reakci, pufrovitost půdy a nasycenost sorpčního komplexu, což jsou vlastnosti určující charakter půdy a půdních procesů. Kromě toho půdy bohaté na bazické prvky tvoří příznivé prostředí pro edafon a usnadňují tak dekompozici organických zbytků. (Ehrlich et al., 1955). Obsah těchto prvků odráží mineralogické složení plutonitů – to udává množství a kvalitu potencionálně tvořených sekundárních minerálů, které společně s humusovými látkami tvoří sorpční schopnost půdy. Půdy s vysokou schopností sorpce pak lépe a účinněji zadržují přístupné živiny pro rostliny a vodu v půdním profilu. Mafické minerály (Mg, Fe) převládající v horninách bazických a ultrabazických snadněji zvětrávají než minerály převládající v kyselých horninách (křemen a alkalické živce). Obsah Ca, Mg a K může tedy být jedním z orientačních ukazatelů rychlosti zvětrávání horniny a pedogeneze. Minerálně slabé kyselé horniny tvoří méně sekundárních minerálů velikosti jílu a půdy z nich vzniklé mají písčitéjší charakter a slabší strukturu (Gray a Murphy, 1999)

2.4.1 Množství živin Ca, Mg, P a K

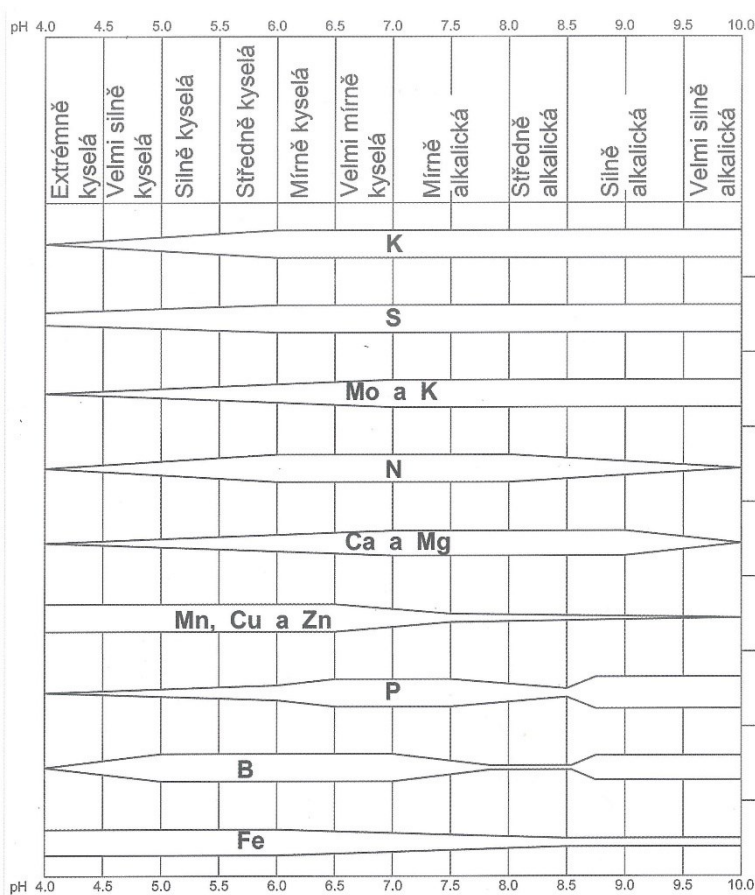
Základním předpokladem pro vytvoření půdy bohaté živinami je vysoký obsah živin v jejich zdroji. Moore et al. (2022) dochází k závěru, že půdy vznikající na různých matečných substrátech se liší množstvím živin. V případě sledovaných živin Ca, Mg, K a P nám bohatství zdroje vyjadřuje minerální síla horniny. Horniny kyselé, minerálně slabé, jsou bohaté alkalickými živci a uvolňují především draslík a sodík. Horniny bazické, minerálně silné, bohaté plagioklasy uvolňují vápník a sodík, ale ten zpravidla v menším množství než horniny kyselé (Deer et al., 2013).

Důležitý je ale i samotný proces přechodu živin z horniny do půdy. Minerály musí svým zvětráváním uvolnit živiny z jejich krystalické mřížky, a to do formy přijatelné pro rostliny. Do vztahu mezi množstvím živin v hornině a množstvím přijatelných živin v půdě kromě minerální síly substrátu vstupuje mnoho dalších faktorů. Jsou to především stupeň zvětrávání primárních minerálů, množství uvolňovaných živin, relativní zastoupení odolných minerálů, přítomnost a tvorba sorpčního komplexu, oxidační stavy živin neboli jejich dostupnost pro rostliny a míra vyluhování prvků z půdního profilu (Short, 1961).

Z minerálních částic rostlin se zvětráváním uvolňují živiny. Podstatou uvolňování živin při zvětrávání je rozpouštění minerální pevné složky půd do půdního roztoku. Rozpustnost minerálů a jejich náchylnost ke zvětrávání je tedy důležitou vlastností půd ovlivňující přítomnost živin v půdním roztoku. Čím je minerál v exogenních podmínkách méně stabilní, tím snadněji a rychleji svým zvětráváním uvolňuje

živiny. Ty jsou pak zadržovány v půdním profilu tzv. sorpčním komplexem – jeho schopnost poutat k sobě živiny a bránit tak jejich vyplavení tedy přímo ovlivňuje obsah živin v půdách. Přes sorpční schopnosti půdy dochází za intenzivního zvětvávání v průběhu času k vyplavování živin z matečného substrátu a tím jeho ochuzování.

Pro výživu rostlin je důležitá forma přítomných živin. Pro rostliny jsou živiny přijatelné teprve tehdy, pokud jsou rozpuštěny v půdním roztoku anebo sorbovány v sorpčním komplexu. Rozpustnost – a tím i příjem – živin přímo ovlivňuje pH půdního roztoku, tzv. půdní reakce (Gray a Murphy, 1999). Vliv půdní reakce na přijatelnost živin ukazuje Obr. 1 (Rejšek a Vácha, 2018).



Obr. 1. Stupeň pH a minerální výživa rostlin. Rámcový pohled na vazbu půdní reakce a přístupnosti třinácti základních biogenních prvků přijímaných v minerální formě z půdy (Rejšek a Vácha, 2018)

Rostliny potřebují živiny v určitém poměru. Pokud některá ze živin chybí, pak nejsou využitelné ani ostatní, byť jsou pro rostliny přístupné. Tento jev nazýváme limitací a chybějící živinu nazýváme limitující živinou. V celosvětovém měřítku jsou limitujícími živinami dusík a fosfor. (Augusto et al., 2017). Fosfor sice pochází z horniny, ale jak je vidět v Grafu 1, horniny jej neobsahují ve velkém množství. To si lze vykládat tím, že má v podstatě pouze málo významnějších minerálních zdrojů – především apatit a variscid (Hynek, 1984). Obsah fosforu v půdách se pohybuje okolo pouhých 0,08 % (Šarapatka, 2014) a protože je jeho množství natolik malé, jeho koloběh v půdě spočívá hlavně na

dekompozici organické hmoty (Rejšek a Vácha, 2018). Kromě jeho malého výskytu snižuje svou dostupnost nerozpustných nerozpustné forem. (Hynek, 1984) Navzdory všem okolnostem je rychlost koloběhu natolik vysoká, že jeho významný nedostatek v přírodě vzácný. (Rejšek a Vácha, 2018).

2.4.2 *Sorpční schopnost půdy*

Minerální síla horniny hodnotí potenciál poskytnutí Ca, Mg, K a P půdě. Též se dá do ní zahrnout potenciál horniny k tvorbě sorpčního komplexu (Stejskal, 1967), který pak brání odplavení živin. Hornina svým mineralogickým složením určuje množství a druhy sekundárních minerálů, které mohou při pedogenezi vznikat. Jejich přítomnost a vlastnosti výrazně ovlivňují charakter půdy, především její zrnitost a sorpční schopnosti (Brady a Weil, 2017). Matečný materiál se tak může stát dominantním faktorem určujícím sorpční schopnost půdy (Moore et al., 2022).

Ze sekundárních minerálů mají největší význam pro půdy minerály jílové a seskvioxydy. Obecně bazické horniny, minerálně silné, produkují více jílových minerálů a vyšší sorpční kvality než horniny kyselé, minerálně chudé. Kyselé horniny bohaté alkalickými živci zvětrávají pomalu a tvoří kaolin s nižší sorpční schopností. Plagioklas, který převládá intermediálních a bazických horninách, zvětrává rychleji a tvoří především smektity a illit vyšších sorpčních schopností (Deer et al., 2013). Podobně je to se vznikem seskvioxidů – více jich vzniká z hornin bazických (Gray a Murphy, 1999).

Potenciál sorpčního komplexu sorbovat k sobě kationty a vyměňovat je s půdním roztokem se nazývá kationtová výměnná kapacita (KVK) a je běžně měřenou veličinou půd. KVK vyjadřuje množství iontů, které je k sobě schopen sorpční komplex poutat. Podíl bazických iontů sorbovaných sorpčním komplexem se nazývá bazická saturace. Obě tyto vlastnosti v terénním výzkumu měříme.

2.4.3 *Půdní reakce*

Jednou z nejdůležitějších vlastností půdního roztoku je jeho pH, tzv. půdní reakce. Půdní reakce je výsledkem složitého procesu ustalování rovnováhy mezi mnoha různými vnějšími i vnitřními faktory. Půdní reakci dělíme na aktivní, výměnnou a hydrolytickou. Aktivní půdní reakce je vyjádřením skutečného aktuálního pH půdního roztoku. Výměnná půdní reakce vyjadřuje množství uvolnitelných vodíkových kationtů ze sorpčního komplexu při reakci s neutrální solí. Potencionální půdní reakce je pH roztoku po vytěsnění veškerých iontů vodíku hydrolyzou (Pansu a Gautheyrou, 2006). V terénním výzkumu měříme aktivní a výměnnou půdní reakci.

Pro půdní reakci je zásadní obsah karbonátů a množství a kvalita tvořených jílových minerálů (Pelíšek, 1964; Smolík, 1957). Z minerálně chudých kyselých hornin se vytváří půdní roztok s nižším pH než z hornin minerálně silných, bazických. Půdní reakce přímo ovlivňuje rozpustnost – a tím i příjem – živin, (Gray a Murphy, 1999). Kinraide (2003) uvádí, že nízké pH půdy vede ke snížení obsahu živin, zejména vápníku a hořčíku, a zvýšení aktivity potenciálně toxického hliníku a vodíku. Se snižujícím se pH se snižuje schopnost sorpčního komplexu vázat k sobě kationty živin (Rejšek, Vácha, 2018). Dále půdní

reakce ovlivňuje mikrobiální aktivitu půdy, tedy intenzitu a kvalitu humifikace organických zbytků, a ovlivňuje tak i samotné složení edafonu (Pelíšek, 1964). Hodnota pH půdního roztoku tak určuje celkový charakter vývoje půd.

Vliv chemismu matečného materiálu na půdní reakci může zastřít dlouhodobé vyluhování bazických kationtů či působení jiných okyselujících vlivů. To může způsobit znatelný pokles pH i u půd vzniklých z bazického matečného substrátu (Gray a Murphy, 1999).

2.4.4 *Půdní pufovítost*

Půdní pufovítost je schopnost půdy neutralizovat vstupující kyseliny (a zásady) a odolávat tak změnám půdní reakce. Děje se tak nepřetržitou výměnou iontů mezi částicemi půdy a půdním roztokem a tato schopnost půd je závislá především na množství a kvalitě sorpčního komplexu, tedy na typu jílových minerálů a obsahu bazických kationtů, které jsou na něj sorbovány (Pansu a Gautheyrou, 2006). Na neutralizační schopnosti půd se podílí ještě další látky, jejich význam je však buď lokální (například obsah karbonátů, který se ovšem ve většině horninách nevyskytuje), anebo se projevují už při tak nízkých pH, kdy již dochází k významným degradačním procesům půdy (Rejšek a Vácha, 2018). Půdy s nízkou schopností pufrace se snadno okyselují, což má nepříznivý vliv pro růst rostlin.

Největší význam má pufrace přítomnými bazickými kationty (Ca, Mg, Na a K) uvolněných zvětráváním minerálů a pocházející z výměnných míst sorpčního komplexu. Bazické kationty z horniny tvoří obrovskou pufrací kapacitu, neboť jejich množství v hornině je těžko vyčerpatelné. Na druhou stranu samotné zvětrávání křemičitých minerálů probíhá velmi pomalu a bazické kationty vznikající touto cestou nestíhají neutralizovat přicházející kyseliny. Proto bazické kationty pocházející z výměnných míst sorpčního komplexu jsou při procesu pufrace ještě významnější, ale snadněji dochází k jejich vyčerpání (Rejšek a Vácha, 2018). Půdy s kvalitním a nasyceným sorpčním komplexem vykazují lepší schopnost pufrat látky než půdy písčité a chudé bazickými prvky (Rejšek a Vácha, 2018). Takovéto půdy se tvoří z minerálně silných hornin, z hornin křemičitých vznikají půdy nízké pufovítosti a tedy větší náchylnosti k okyselení (Gray a Murphy, 1999).

2.4.5 *Evoluce půd*

Jakmile dojde k obnažení matečné horniny na zemském povrchu, začnou na ni působit exogenní faktory a vzniká z ní zvětralinový plášť, z kterého se vyvíjí půda. Postupem času dochází k tvorbě půdních horizontů, nejdříve AC, potom ABC atp. Mezi vznikající půdou dochází k neustálým interakcím mezi ní, vegetací, topografií a klimatem. Tato sukcese ekosystémů vede v této oblasti k stabilnímu ekosystému, zvanému klimax. Evoluce půd směřující ke klimaxu se nazývá progresivní a evoluce půd směřující k iniciálnímu stádiu regresivní (Duchaufour, 1997). Protože mluvíme o plutonických horninách, lze vývoj půdy posuzovat podle množství vzniklých sekundárních minerálů. Progresivní vývoj půd se děje zvětráváním matečného substrátum, regresivní erozí. Protože problematika eroze bude probrána v kapitole Topografie, zde se zaměříme na zvětratelnost hornin.

Goldich (1938) ve své práci popsal rozdílnou náchylnost minerálů ke zvětrávání. Nejméně odolné jsou mafické minerály jako je olivín, pyroxen a plagioklas, nejvíce odolným minerálem je křemen. Minerálně silné horniny s vysokým obsahem mafických minerálů jsou tedy ke zvětrávání náchylnější (Gray a Murphy, 1999), což pro vlastnosti půdy znamená, že rychleji uvolňují živiny a tvoří sekundární minerály. Rychlé rozpouštění minerálů poskytuje rostlinám velké množství potřebných živin, z dlouhodobého hlediska však může dojít k jejich brzkému vyčerpání. Horniny odolnější vůči zvětrávání tak dodávají ekosystémům sice méně živin, ale za to po dlouho dobu, což umí dobře využívat dřeviny (Rejšek, Vácha, 2018).

Rychlost zvětrávání horniny závisí na jejím minerálním složení, litologii a klimatu (Chuman et al., 2014). Hornina ji ovlivňuje svým počtem kationtů nahraditelných vodíkem (Ceryan et al., 2008). Zvětratelnost horniny nazývají Chuman et al. (2014) geochemickou reaktivitou a posuzují ji podle dvou kritérií: koeficient alkalinity *CAIk* a tzv. náchylnosti k povětrnostním vlivům. Do úvahy berou i obsah karbonátů.

Koeficient alkalinity *CAIk* vyjadřuje náchylnost horniny ke zvětrávání pomocí obsahu alkalických kovů a kovů alkalických zemin v dané hornině podle Reicheho (1943). Čím vyšší je hodnota *CAIk*, tím je hornina ke zvětrávání náchylnější. Náchylnost horniny k povětrnostním vlivům shrnuje empirické poznatky o zvětratelnosti horniny z hlediska jejich fyzikálních vlastností. Je to především velikost minerálních zrn a agregátů, soudružnosti částic v půdě a rozlámanosti horniny (Gray a Murphy, 1999).

Výsledná geochemická reaktivita vychází z kombinace koeficientu alkalinity *CAIk* a náchylnosti k povětrnostním vlivům. Chuman et al. (2014) vytvořili na základě této klasifikace mapu geochemické reaktivity hornin České republiky a rozřadili tak horniny na jejím území do skupin podle jejich náchylnosti ke zvětrávání. Tab. 5 ukazuje porovnání geochemické reaktivity vybraných plutonitů.

Tab. 5: Geochemická reaktivita vybraných plutonitů (Chuman et al., 2014)

	Náchylnost ke zvětrávání	Koeficient alkalinity <i>CAIk</i>	Výsledná geochemická reaktivita
Gabro	nízká	0.25– 0.4	střední
Granit, granodiorit, diorit, tonalit	střední	0.1–0.2	střední

Z Tab. 5 vyplývá, že ačkoliv je gabro snadněji zvětratelné z hlediska jeho minerálního složení, jeho náchylnost ke zvětrávání dána ostatními faktory činí jeho geochemickou reaktivitu srovnatelnou s granodiority a granity.

Vliv matečné horniny se během vytrávání půdy snižuje a u vytrálé půdy je již podstatně potlačen. Největší rozdíl v obsahu živin mezi bazickými a kyselými horninami je ve vzorcích čerstvých

nezvětralých hornin, neboť k největším změnám koncentrace živin v půdním profilu dochází na rozhraní matečné horniny a spodního horizontu půdy (Short, 1961; Smolík, 1957). Minerální klasty v průběhu svého zvětrávání postupně ztrácejí schopnost dodávat rostlinám živiny (Ugolini, 1996), neboť ty jsou z nich vyplavovány. Nejvíce živin se tak z bazické horniny uvolní v prvních fázích zvětrávání – postupem času se svým složením blíží substrátu kyselému (Smolík, 1957).

Významnou roli na zvětrávání má klima. Vysoké teploty a velké množství srážek zvětrávání zintenzivňují, a tak nejzvětralejší půdy se nachází tropických a subtropických oblastech. Zde navíc zvětrávání nebylo přerušované kvartérním zaledněním, a tak došlo k masivnímu odplavení živin z půdy (Brady a Weil, 2017).

2.4.6 Zrnitost půd

Zrnitost půdy je tzv. zděděnou vlastností z matečné horniny. Čím větší jsou minerální částice matečného substrátu, tím větší částice tvoří půdu. To platí především pro zvětrávání odolných minerálů. Minerály méně odolné se pod vlivem chemické alterace mění na sekundární minerály o velikosti jílu, bez ohledu na jejich původní velikost zrn. Z toho plyne, že čím vyšší je obsah méně odolných minerálů v hornině, tím jílovitější půda z ní vzniká, a naopak substrát s vysokým podílem křemene dává vzniknout písčitéjším půdám. Obecně platí, že bazické substráty tvoří půdy s vyšším obsahem jílové frakce než substráty kyselé (Gray a Murphy, 1999). Podíl jílu se v geologickém čase zvyšuje a to rychlostí, která je úměrná intenzitě zvětrávání – tedy nejrychleji se tak děje v tropických oblastech (Rejšek a Vácha, 2018). Může dojít ale i k transportu a ztrátě jílu, a to nejen z konkrétního horizontu, nýbrž z celého půdního profilu. Pak se půda stane písčitéjší, než byl původní výchozí materiál (Schaetzl a Anderson, 2005).

Zrnitost půdy řídí prosakování a retenci vody půdními horizonty, čímž ovlivňuje i přenos živin a dalších rozpuštěných látek. Povrch minerálních částic má často elektromagnetický náboj, což způsobuje, že se kolem částic vytváří vodní film, který je propojuje, a to buď do souvislé hmoty nebo agregátů. Zrnitost horniny významně ovlivňuje erodovatelnost půd (Gray a Murphy, 1999). Přítomnost jílu příznivě ovlivňuje mikrobiální reakce v půdách a zvyšuje sorpční schopnost půdy. Z důvodu malého provzdušnění a zamokření jílových horizontů a vysoké propustnosti horizontů písčitých jsou nejúrodnějšími půdy střední zrnitosti bez zrnitostních extrémů (Rejšek a Vácha, 2018). V terénním výzkumu je zrnitost půd u všech vzorků zjišťována.

Zajímavým minerálem ovlivňujícím zrnitost půdy a celý proces zvětrávání horniny je biotit. Při své alteraci zvětšuje svůj objem a vytváří v hornině trhlinky – tím napomáhá rozpadu hornin na menší částice a zvyšuje propustnost substrátu pro roztoky, jež jsou hlavním aktérem chemického zvětrávání. V granitických horninách bohatých na biotit tak dochází k mechanickému roztříštění horniny do velké hloubky s malou chemickou alterací, zatímco u bazaltu je dominantní chemické zvětrávání, které postupuje do hloubky velmi pomalu, zrnko po zrnku. Tento fakt částečně vysvětluje, společně

s náchylností minerálů ke zvětrávání, proč jsou půdy tvořené ze žul více písčité než půdy tvořené z bazaltu (Birkeland, 1974).

Důležitá pro náš terénní výzkum je klasifikace zrnitosti půd. Pevné částice půdy dělíme dle jejich velikosti na jemnozem (částice menší než 2 mm) a skelet (částice větší než 2 mm). Půdní zrnitost je procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí v jemnozemi. Němeček et al. (2011) dělí jemnozem na písek (0,05 – 2 mm), prach (0,002 – 0,05 mm) a jíl (<0,002 mm). Tato klasifikace vychází z mezinárodní klasifikace USDA (Soil Science Division Staff, 2017), dříve byla běžně používaná klasifikace s hraniční hodnotou mezi prachem a jílem 0,001 mm. Podle půdní zrnitosti je určován půdní druh pomocí zrnitostního diagramu (Obr. 2). Zjednodušené dělení půdních druhů je na půdy lehké (převládá písčité frakce), střední (převládá prachovitá frakce) a těžké (převládá frakce jílu).



Obr. 2. Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd (J. Němeček a kol., 2011).

2.5 Význam jednotlivých pedogenních faktorů

Půda je mimořádně komplexní systém na rozhraní atmosféry, geosféry, biosféry a hydrosféry (Schaetzl a Anderson, 2005). Její vývoj je ovlivněn pěti základními pedogenními faktory: matečnou horninou, klimatem, reliéfem, biotou a časem (Jenny, 1941). Klima a biota působí na půdotvorný substrát a v čase tvoří půdu, jejíž vlastnosti jsou modifikovány topografií (Brady a Weil, 2017). Mezi pedology existuje značná kontroverze ohledně relativní důležitosti různých půdotvorných faktorů. Ukazuje se, že často jeden z faktorů získá dominantní vliv a potlačí vlivy ostatních půdotvorných činitelů (Brady a Weil,

2017; Augusto et al., 2017). Zároveň jsou ale na sobě půdotvorné faktory vzájemně závislé (Chesworth, 1973; Brady a Weil, 2017).

Problém výzkumu vlivu minerální síly matečné horniny na vlastnosti půdy tkví v izolování působení matečného substrátu od ostatních pedogenních faktorů, jež ho ovlivňují. Pro zjištění, jakou roli hraje v pedogenezi minerální síla horniny, musí být ostatní faktory konstantní. V polních podmínkách tohoto dosáhnout nelze, proto nemůžeme získat přímou matematickou funkci mezi jednotlivými faktory a vlastnostmi půdy. Ze statistických výsledků po důkladné úvaze lze ovšem vyvodit všeobecné trendy (Jenny, 1941). Problematiku pedogenních faktorů popisuje následující Dukačejův výrok (Afanasiev, 1927): „Za prvé se musíme vypořádat s velkou složitostí podmínek ovlivňující půdu. Za druhé, tyto faktory nemají absolutní hodnoty, a tudíž je velmi obtížné vyjádřit je pomocí čísel. A nakonec vlastněme velmi málo dat k některým faktorům a k jiným nevlastníme data žádná.“

2.5.1 Půdotvorný substrát

Půdotvorný substrát je půdním prekurzorem, na který působí pedogenetické procesy a vytváří tak půdu (Gray a Murphy, 1999). Svým zvětráváním jí dodává její anorganickou složku. Během tohoto procesu dochází k tvorbě nových sekundárních minerálů, uvolňování živin z horniny a jejich vyplavování (Brady a Weil, 2017).

Na půdu působí mnoho pedogenetických faktorů. Pokud se podmínky prostředí v historii vývoje půdy nemění, jedná se o půdu monogenetickou. Jestliže se podmínky pedogeneze mění, pak se půda vyvíjí více pedogenetickými cestami a nazýváme ji polygenetickou. Dříve existující půda se tak stává matečným substrátem pro půdu nově vznikající (Schaetzl a Anderson, 2005). Právě polygenetické půdy v krajině České republiky zcela dominují (Rejšek a Vácha, 2018). Matečný materiál by tedy neměl být chápán jako něco stabilního a neměnného. To, co je dnes matečným materiálem, bude někdy v geologické budoucnosti erodováno nebo pohřbeno a nahrazeno jiným matečným materiálem jiného původu a složení. (Schaetzl a Anderson, 2005).

Matečné substráty se dělí podle jejich způsobu umístění na residuální a transportované (Brady a Weil, 2017). Rejšek a Vácha (2018) uvádí, že půdotvorným substrátem většiny půd v České republice nejsou zvětraliny vzniklé in situ, na místě z geologického podloží, ale jsou jimi substráty přemístěné. Tento fakt vnáší do problematiky vazby mezi horninovým podložím a půdou zcela nový pohled a nelze jej opominout. Němeček et al. (1990) píše: „Půdy členitých území střední a západní Evropy (většinou hnědé lesní půdy – kambisoly) nevznikly postupným zvětráváním pevných nebo zpevněných matečných hornin. Jejich substrátem jsou pleistocenní svahoviny a soliflukční sedimenty, ve kterých se uplatnily periglaciální procesy v chladných dobách pleistocénu a zvětrávání a pedogeneze v teplých obdobích.“

2.5.2 *Klima*

Klima je důležitým pedogenetickým faktorem. Určuje vývoj půdy a její vlastnosti prostřednictvím srážek a teplot. Velké množství srážek zintenzivňuje zvětrávání matečné horniny a podporuje vyluhování prvků z půdního profilu. Míra zvětrávání půd v kombinaci s dostatečným množstvím srážek roste i s rostoucí teplotou. Na teplotě závisí výpar z povrchu půdy, skupenství vody v krajině a též stav a rozšíření flóry, které zpětně opět ovlivňují mikroklima dané lokality. Ve vyšších nadmořských výškách obecně klesá evapotranspirace a roste množství srážek (Rejšek a Vácha, 2018).

Klima ovlivňuje rychlost zvětrávání matečné horniny. V humidních tropických a subtropických regionech vlivem klimatu, jež výrazně zvyšuje intenzitu zvětrávání, dochází k potlačení vlivu původní matečné horniny. V takovéto půdě převažují velmi resistantní koncové produkty zvětrávání, jako jsou oxidy železa a hliníku a některé silikátové jíly s nízkým poměrem Si/Al, případně odolné primární minerály (např. křemen). Ostatní složky půdy byly buď odplaveny (např. živiny), nebo zcela zvětrány. Úrodnost těchto půd je tedy poměrně nízká (Buol et al., 2011). Naopak v chladném a suchém podnebí se chemické složení a další vlastnosti půdy mnohem více podobají matečné hornině, ze které vznikla (Brady a Weil, 2017).

2.5.3 *Topografie*

Topografie ovlivňuje vývoj půdy sklonem svahu, orientací svahu a pozicí půdní lokality v reliéfu. Strmé svahy podporují erozi a zvyšují povrchový odtok, takže se do půdy dostane méně vody (Brady a Weil, 2017). Eroze odstraňuje materiál a snižuje povrch půdy. Tak dochází k neustálému obnažování čerstvých nezvětralých částí matečné horniny (Schaetzl a Anderson, 2005). Na svazích tak vznikají mělké a špatně vyvinuté půdy – tzv. leptosoly.

Materiál a voda se z vyšších nadmořských výšek transportují ze svahu dolů a následně se akumulují v depresích. V nejnižších polohách může docházet i ke stagnaci vody a vzniku neodvodněných lokalit. V takovýchto oblastech je výrazně zpomalena dekompozice organické hmoty a zvětrávání některých minerálů, což v konečném důsledku může vést ke vzniku rašelinišť (Brady a Weil, 2017). Při kumulaci sedimentů povrch profilu postupně „roste vzhůru“ a mění tak půdotvorný substrát – sedimenty uložené na povrchu se společně s půdním profilem stávají půdotvorným substrátem pro „novou“ půdu. (R.J.Schaetzl, S.Anderson, 2005) Toto se děje buď dlouhodobě malými, ale neustálými přísunmi nového materiálu, takže dochází k průběžným neustálým změnám ve vývoji „nových a nových“ profilů nebo může dojít při jednorázové sedimentační události k tak velkému přísunu nového materiálu, že zcela pohrbí starý půdní profil a vyvine se nová půda. (Schaetzl a Anderson, 2005).

Dalším zástupcem půd ovlivněných nejen topografií, ale i hydrologickými poměry území, jsou tzv. fluvizemě, které vznikají v nivách řek. V jejich půdním profilu se střídají humusové horizonty a horizonty sedimentů, uložené při povodních.

Orientace svahu ovlivňuje absorpenci sluneční energie. Na severní polokouli přijímají nejvíce slunečního záření jižní svahy. Vzniká tak na nich teplejší mikroklima s vyšším výparem (Brady a Weil, 2017).

Matečný substrát je reliéfem ovlivňován. Hmoty z vyšších nadmořských výšek snadno erodují a ukládají se v nižších akumulacích polohách. Orografie tak přímo ovlivňuje odnos a přísun materiálu z jiných lokalit, hloubku půdy, obnažování nevětralých částí matečné horniny atp. V horních částech svahu tak bývá autochtonní matečný materiál, vzniklý zvětráváním horninového podkladu, v dolních pak alochtonní koluviální matečný materiál, přinesený erozí. V přítomnosti toku dna údolí vyplňuje aluviální matečný materiál (Brady a Weil, 2017). Mimo jiné s rostoucím množstvím srážek, jež jsou charakteristické pro vyšší nadmořské výšky, roste míra vyluhování látek z půdy (Rejšek a Vácha, 2018).

2.5.4 Biota

Vlastnosti půdy ovlivňuje vegetace, mikroby a pedofauna (Brady a Weil, 2017). Dobře prozkoumaný se nám jeví vliv vegetace, na který Jenny (1941) kladl důraz při popisu vlivu organismů na půdu. Rostliny z půdy odebírají vodu a živiny, které pak navrací ve formě opadu a odumřelých organismů a jejich částí. Kvalita a kvantita opadu má přímý vliv na pH půdy a tvorbu humusových látek. Přítomnost vegetace snižuje vliv eroze, ovlivňuje mikroklima stanoviště a svými kořeny se podílí na zvětrávání půdotvorného substrátu. (Rejšek a Vácha, 2018) Vývraty stromů, rozrůstání kořenového systému a rozpadání starých kořenů se též podílí na pedoturbaci neboli promíchávání půdy (Schaetzl a Anderson, 2005).

Živočichové ovlivňují půdu svými výkaly a pedoturbací. Hloubením chodeb a tunelů půdu promíchávají a texturně ji třídí. To je vidět v půdách, jejichž původní materiál je tvořen z různě velkých částic, kde živočichové svou činností organizují půdu do zrnitostně odlišných horizontů (Darwin, 1881). Bioturbace (pedoturbace způsobena biotou) může mít ale i opačný efekt, a naopak horizonty homogenizovat, a tak horizontalizaci ničit. (Johnson et al., 1987). Pedoturbace působí málokdy pouze jedním z těchto způsobů, naopak mívá jak proizotropní, tak proanizotropní prvky. Jedna z nich ale bývá převažující. Koncept Darwina rozšiřuje Jennyův pohled na pedogenezi a je možným vysvětlením některých zvláštních jevů, jako jsou např. pohřbené kamenné vrstvy v půdním profilu nebo mohyly z prerie Mima (Johnson a Schaetzl, 2015).

Pedoturbace je významným všudypřítomným jevem. Pedoturbací je promíchávána organická hmota do minerálních horizontů půdy a naopak, a tak se k povrchu dostává materiál bohatý na bázi a živiny. Pomáhá udržovat půdní makroporozitu, která je důležitá pro infiltraci vody. Může být způsobena i abiotickou složkou půdy, jako je voda (unášení částic), led a gravitace (turbace částic při gravitačním transportu) (Schaetzl a Anderson, 2005). Ovlivňuje pedogenezi téměř nepřetržitě a je nedílnou součástí vzniku půdy.

Odstínění vlivu pedoturbace může být opravdovým oříškem. Pedoturbace může totiž zničit původní stratifikaci nebo vytvořit horizontalizaci tam, kde předtím žádná nebyla (Johnson 1990). Bioturbace

může dokonce měnit obsah živin, obsah organické hmoty, pH půd a její strukturu (Schaeztl a Anderson, 2005).

Do vlivu bioty na půdu můžeme teoreticky zahrnout i vliv člověka, jehož význam je nezpochybnitelný. Antropogenní vliv na krajinu, a především na půdu se mnohonásobně zvětšil s příchodem neolitického zemědělství (Steffen et al., 2007). Člověk si v zalesněné krajině vytvářel prostor pro zakládání polí, terasovitých rýžovišť a chov postupně se domestikujících zvířat (Cílek, 2016). Jeho hlavním nástrojem bylo patrně ovládnutí ohně, lesy vypaloval a dřevo využíval jako zdroj energie pro nově vznikající zemědělské společnosti. Začal tak zcela měnit ráz krajiny a tím i půdu.

Jeho vliv ještě více zesílil s využíváním fosilních paliv a s těžbou rud. Tento významný zdroj energie umožnil vytvoření průmyslové a následně technologické společnosti (Steffen et al., 2007). V dnešní době se přesunulo působení člověka na půdu od nezáměrného (jako důsledek krajinných změn) k záměrnému ovlivňování vlastností půdy hnojivy, herbicidy, zavlažováním, odvodňováním a pěstováním nepůvodních rostlin. To, jakým způsobem s půdou hospodaří, působí na vlastnosti a procesy v půdě ještě dlouhá desetiletí poté, co byla daná činnost ukončena.

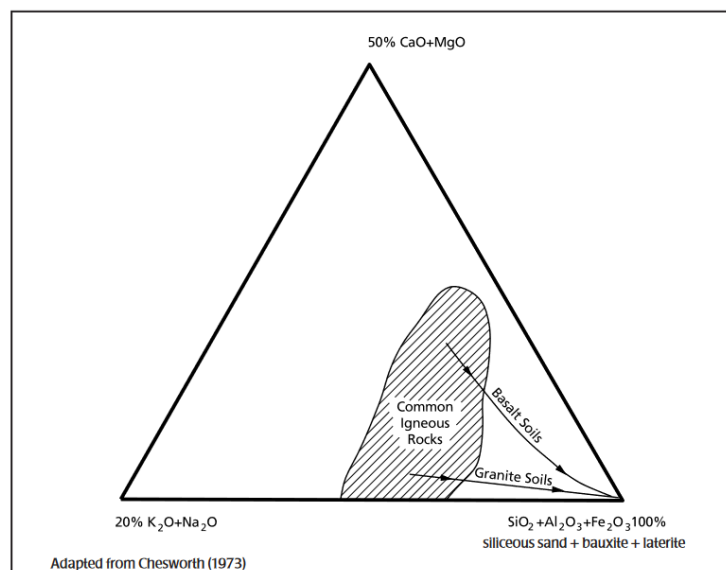
2.5.5 Čas

Stav a vlastnosti půdy se v čase mění. Složitý proces vývoje půdy začíná vystavením horninového substrátu exogenním procesům. Zvětráváním a specifickými půdotvornými procesy vznikají první půdní horizonty. S časem roste celková hloubka půdy. Vývoj půdy se ubírá směrem k rovnovážnému stavu se svým okolím a pokud se vnější podmínky nemění, může půda může dozrát do stadia klimaxu. Tento stav je v boreálním pásmu vzácností. Půdy, jež ještě nedosáhly stabilního stavu, nazýváme půdami nezralými (Jenny, 1941)

Faktor času úzce souvisí s kvartérním vývojem dané oblasti. Všechny půdy ČR jsou v globálním měřítku půdami mladými. Vývoj půd v boreálním podnebném pásmu byl totiž několikrát přerušen dobami ledovými. Oproti půdám ve starých neerodovaných územích tropického a subtropického pásma, jež jsou běžně i více než 50 milionů let staré (Rejšek a Vácha, 2018), dosahují půdy vyskytující se na území České republiky výrazně menších hloubek a nedosáhly klimaxového stádia. Neustále se měnící podmínky v krajině mají za následek změnu směru vývoje půdy, nebo úplné přerušování půdního vývoje jejím pohřbením.

Vliv času se projevuje na vlastnostech půdy i konkrétním okamžikem odběru vzorku. Přímo tak působí na výsledky terénního průzkumu i laboratorních analýz. Proto je nutné při interpretaci výsledků zohledňovat konkrétní stav podmínek, jež působily během vzorkování na stav půdy – vliv roční doby, vliv počasí ve dne terénního průzkumu, ale i ve dnech předešlých, významné události ve zkoumané oblasti, jež se udály v poslední době – např. nedávné hnojení, aj. Při interpretaci je nutno pracovat i s tím, že mnohé vlastnosti půdy mají svou sezonní, nebo dokonce denní dynamiku, a tedy že na zvoleném čase odběru záleží (Rejšek a Vácha, 2018).

Vliv matečného materiálu na půdu je závislý na čase Chesworth (1973). Zkoumal složení jílových minerálů půd vzniklých na kyselých a bazických vyvřelých horninách. Došel k závěru, že ať je složení původních hornin jakékoliv, ve složení půd s postupujícím časem stále více převažují SiO_2 , Al_2O_3 a Fe_2O_3 (Obr. 3). Mineralogicky začínají převládat jednoduchá souvrství oxidů a hydroxidů, kaolinitu a halloysitu. Zvětrávání tedy způsobuje chemické sblížení svých produktů v průběhu času. Z toho vyplývá, že s postupujícím časem by se produkty zvětrávání tak rozdílných hornin, jako je žula a čedič, měly stále více podobat, až by se nakonec staly nerozlišitelnými, ovšem jen za stejných klimatických podmínek.



Obr. 3. Změna v chemickém složení půd vznikajících z různých vyvřelých hornin s postupujícím zvětráváním (Gray a Murphy, 1999).

Jinými slovy Chesworth (1973) tvrdí, že vliv matečné horniny na půdu je inverzní funkcí času. Tedy pouze v mladých a nezralých půdách se výrazně uplatňuje vliv půdotvorného substrátu na vlastnosti půd. S postupem času se působení matečného substrátu zmenšuje, až zcela ztratí na významu. Jediné podmínky, pro které toto zobecnění neplatí, jsou rovnovážné a ustálené stavy (jež jsou ze své podstaty nezávislé na čase), které se ovšem podle Cheswortha v přírodě téměř nevyskytují. Yaalon (1976) podotýká, že Chesworth ve své práci (1973) pedogenezi zjednodušuje a ztotožňuje ji s procesem tvorby jílu. Uvádí, že rovnovážné ustálené systémy se v přírodě běžně vyskytují, neboť posouzení o rovnovážném systému závisí na velikosti uvažovaného systému (příkladem je topografická katéna, která je jistým způsobem ustáleným systémem půd). Zdůrazňuje, že poloha bodu v grafu není ukazatelem absolutního času, ale ukazatelem zralosti půdy a zralost půdy je součinem času a intenzity zvětrávání. Tvrzení, že vliv mateřského materiálu je inverzní funkcí času, je podle Yaalona (1976) speciálním případem, který platí pouze za podmínky stejné intenzity zvětrávání. Závěrem dodává, že Chesworthova pouze znázorňuje trendy zvětrávání.

Jisté však je, že s postupujícím zvětráváním se hornina ochuzuje o živiny a jako zdroj živin tak ztrácí na hodnotě. Short (1961) porovnával dvě půdy vzniklé na mafických matečných horninách, minerálně bohatých, a dvě půdy vzniklé ze salických matečných hornin, minerálně chudých. Jediné výrazné rozdíly v obsahu prvků mezi půdami vzniklých na mafických a na sialických horninách se projevily v koncentracích Si, Fe, Cu, Sc, V a Zr, jež hrají oproti jiným důležitým živinám ve výživě rostlin podřadnou roli. Naproti tomu všechny půdy bez ohledu na typ matečné horniny vykazovaly oproti nezávětralým matečným horninám úbytek vápníku, sodíku a draslíku, tedy klíčových živin a bází.

Jestliže zkoumáme vztah matečný substrát – půda, pak mezi nejobtížněji eliminovatelné faktory patří kvartérní vývoj území, jež je přímo ovlivněn jeho topografií. V průběhu čtvrtohor výrazné klimatické změny působící v celé Evropě zapříčinily významný nárůst vlivu erozních, denudačních a sedimentačních procesů na formování reliéfu a krajiny, včetně matečných substrátů půd. Ložek (1973) uvádí, že působení těchto faktorů je natolik rozsáhlé, že „v těch pásmech, kde se na Zemi projevilo výrazně kolísání podnebí, je většina matečných substrátů kvartérního stáří a půdní vývoj bezprostředně souvisí s geologickými ději v nejmladší minulosti.“

Velkou neznámou dále zůstává přínos eolického materiálu na konkrétní lokality během dob ledových. V glaciálech vznikaly holé deflační plochy, z nichž byly částice transportovány větrem, pravděpodobně i na velké vzdálenosti. V místech akumulace sedimentovaných hmot docházelo ke vzniku spraší a sprašovitých zemin (Ložek, 1973). Tyto sedimentační a odnosové pochody mají v průběhu čtvrtohor dalekosáhlý význam. Zasahují plošně velmi rozsáhlé území, v pásmech s výrazným kolísáním podnebí především. Mocné eolické sedimenty jsou mapované a popsány. Otázkou zůstávají sprašové návěje, jež nedosáhly takové mocnosti, aby vytvořili homogenní horninu. Ty pak tvoří příměs v jiných sedimentačních prostředích (Ambrož, 1946). Právě přítomnost spraše, jež má silně vápenatý charakter, má velký význam pro vlastnosti půd, které se z nich vyvíjí.

3. Materiál a metody

3.6 Zájmové území

Ve zvoleném území se nachází tři typy plutonických hornin: sázavský granodiorit, požárský granodiorit a gabro. Z distančních důvodů nebylo možné pro srovnání odebrat vzorky půd tvořené z granitů. Území poskytuje dostatečné množství lokalit vhodné k výzkumu vlivu matečné horniny na půdu (viz kapitola Výběr lokalit).

3.6.1 Vymezení území

Zájmové území se nachází v blízkém okolí Týnce nad Sázavou je zobrazeno na mapě (Obr. 4). Bylo vymezeno obcemi Čakovice, Prosečnice, Chleby, Dunávice, Bukovany Větrov a Barochov.

Obr. 4. Základní topografická mapa okolí Týnce nad Sázavou s lokalizací půdních sond (ČÚZK, 2024b)



3.6.2 Geologické poměry

Zkoumaná oblast je součástí středočeského plutonu. Středočeským plutonem nazýváme rozsáhlou hlubinnou vyvřelinu variského stáří táhnoucí se od Klatov severovýchodním směrem až k Říčánům. Toto magmatické těleso intrudovalo v zóně středočeského hlubinného zlomu, oddělující dvě důležité geologické jednotky: středočeskou oblast a moldanubikum (Mísař, 1983).

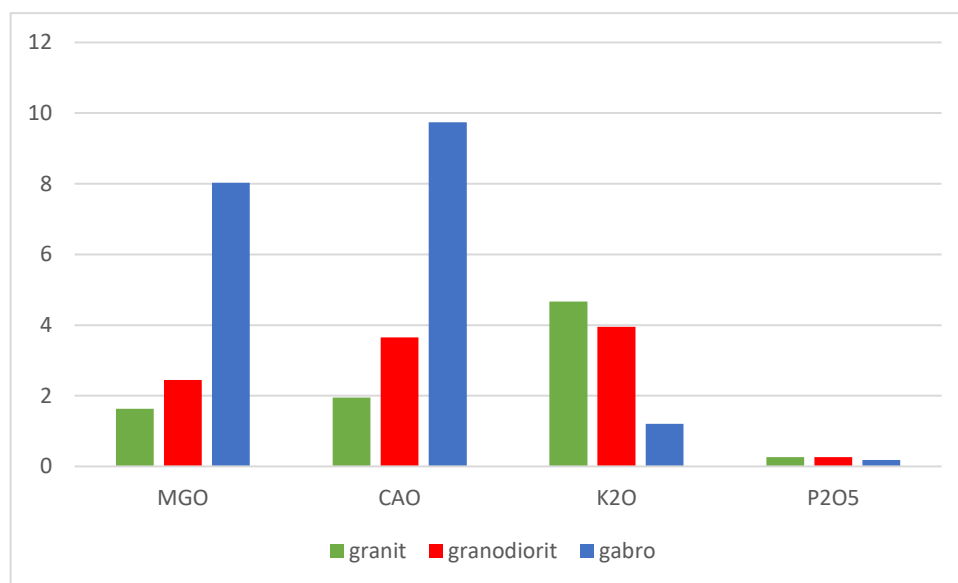
Jedná se o území s pestrým horninovým složením. Dle Svobody et al. (1964) se skládá asi z 20 hlavních typů hlubinných hornin různého stáří a petrografického složení – od gaber přes diority, granodiority až ke granitům.

Na otázku geneze plutonu existuje mnoho názorů. Kettner (1930) předpokládá, že celý masív vznikl postupně během několika magmatických událostí, a proto jsou od sebe jednotlivé horninové typy odděleny ostrými hranicemi (k intruzím docházelo již do dříve vytvořených těles). Naopak Orlov (1933) míní, že nejde o samostatné „akty“ intruze. Domnívá se, že tuhnutí magmatu bylo pomalé a během toho docházelo k diferenciaci jak krystalizační (in situ), tak i ve větších hloubkách ještě v tekutém stavu. Navíc zdůrazňuje vliv tlaku při orogenetických pochodech, který byl rozdílný pro různé oblasti plutonu. Chlupáč et al. (2002) shrnuje, že většina autorů se shoduje na vzniku tohoto plutonického komplexu magmatickou cestou. Zmiňuje se však i o jiném, méně rozšířeném pojetí: o vzniku tzv. granitizací. Jedná se o přeměnu sedimentárních nebo vulkanických hornin na granitoidy.

Většina hlavních plutonických těles komplexu vznikly až po hlavní fázi tlakových deformací variského vrásnění ve spodním karbonu. Dnes po těchto mohutných variscidech zbyly jen značně denudované zbytky původního horstva. Rychlá eroze obnažila původně skryté části komplexu vytvořené hluboko pod povrchem. Po skončení hlavní části orogeneze byl plutonický komplex narušen tektonickými zlomy. Některé části poklesly a později byly překryty mladšími uloženinami (Chlupáč et al., 2002).

Průměrné procentuální zastoupení Ca, Mg, P a K v žule, granodioritu a gabra udává Graf 2. Graf 2 zobrazuje aritmetický průměr z 26 vzorků gabra, 27 vzorků granodioritu a 29 vzorků žuly z oblasti Středočeského plutonu z dat litogeochemické databáze České republiky (ČGS, 1997). Z grafu lze vyčíst, že gabro je bohatší hořčíkem a vápníkem, ale za to obsahuje méně draslíku. Obsah fosforu je přibližně srovnatelný. Vyhodnocení minerální síly těchto hornin dle Stejskala (1967) uvádí Tab. 6.

Graf 2. Průměrné procentuální zastoupení Ca, Mg, P a K v žule, granodioritu a gabru z oblasti Středočeského plutonu dle dat ČGS (1997).



Tab. 6. Hodnocení průměrné minerální síly živin vytvořené z oblasti Středočeského plutonu dle dat ČGS (1997).

	MgO (%)	CaO (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)
žula	-1	-1	+1	Ø
granodiorit	Ø	Ø	+1	Ø
gabro	+1	+2	-1	-1

Svoboda et al. (1964) dělí horniny Středočeského plutonu do skupin, přičemž na zkoumaném území se vyskytují horniny ze tří těchto skupin:

Skupina granodioritů s vyšším podílem amfibolu

Zástupcem této skupiny je sázavský granodiorit. Pokrývá největší plochu zkoumaného území. Dle Svobody et al. (1964) se petrograficky jedná o "biotiticko – amfibolický až amfibolicko – biotitický granodiorit až křemenný diorit s relativně bazickým plagioklasem (kolem 45% anortitové složky)". V Geovědní mapě ČGS 1: 50 000 (ČGS, 2024) jsou horniny sázavského typu popisovány jako granodiority, tonality až křemenné diority. Jeho chemické složení je uvádí v Tab. 7 a Graf 3 (Koutek, 1926). Ložek (1960) jej zařazuje do třetí skupiny hornin a zemin středně až málo výživných s nižším obsahem vápna až nevápnitých a klasifikuje jej jako neutrální horninu ze skupiny žul (Obr. 5).

Skupina biotitických a amfibolicko – biotitických granodioritů

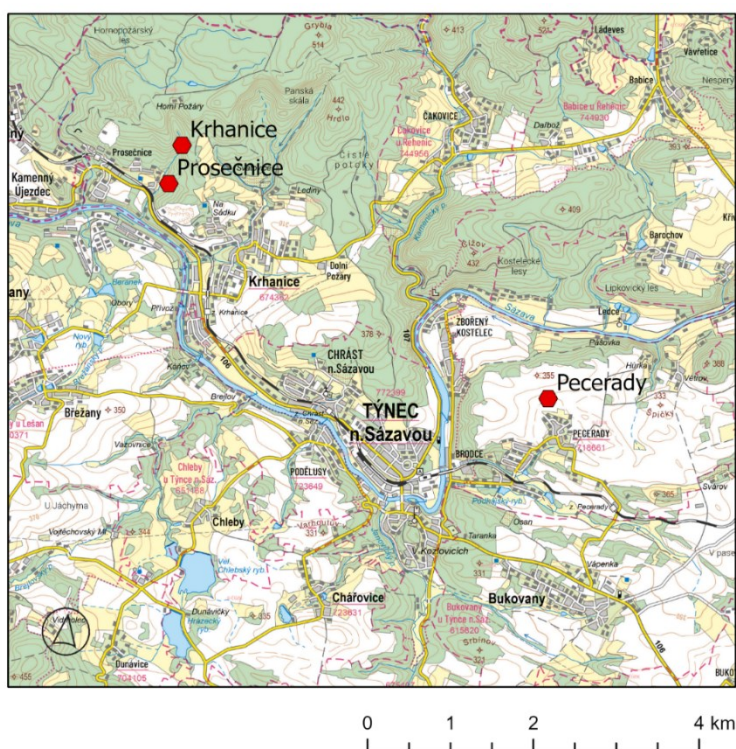
Představitelem skupiny biotitických a amfibolicko – biotitických granodioritů je na našem území granodiorit požárský. Jedná se drobnozrnnou křemenem bohatou horninu. Průměrný obsah biotitu

je nižší než u většiny ostatních hornin této skupiny, ale Svoboda et al. (1964) jej stále řadí mezi granodiority biotitické. Chemické složení požárského granodioritu uvádíme v Tab. 7 a Graf 3 jako granodiorit Prosečnice a granodiorit Krhanice dle dat ČGS (1997). Vzorky horniny pocházejí z blízkého okolí půdních sond 6 a 7 a jejich poloha je zobrazena na mapě (Obr. 5). Požárský granodiorit je Ložkem (1960) klasifikován jako kyselá hornina ze skupiny žul a řadí jej do stejné skupiny jako granodiorit sázavský.

Skupina gabra, gabrodioritů a amfibolovců

Z této skupiny se zde vyskytuje gabro, jež v našem výzkumu zastupuje bazické horniny. Na zkoumaném území tvoří malá tělesa v sázavském granodioritu o rozměrech do několika km². Naše vzorky půdy pocházejí z lomu Pecerady a masivu Taranka. Složení gabra z Taranky analyzoval ve své práci z roku Kužvart (1986) a zařadil jej mezi kvaregabra. Složení peceradského gabra modálně analyzoval Knotek (1971) a dle Streckeisovy klasifikace jej označil za amfibolické gabro. Jejich průměrná chemická složení z těchto prací uvádí Tab. 7 a Graf 3 společně s chemickým složením peceradského gabra uvedené v litogeochemické databázi (ČGS, 1997). Vzorek z litogeochemické databáze (ČGS, 1997) je lokalizován v mapě (Obr. 5) pod názvem Pecerady. V Geovědní mapě ČGS 1: 50 000 (ČGS, 2024) jsou obě horniny označovány jako gabra s přítomností amfibolu, biotitu a pyroxenu. Dle Ložka (1960) je matečný substrát území gabra řazen do skupiny bazických intruziv (gabro, gabrodiorit) jako zástupce hornin s vysokým obsahem jedné či více živin.

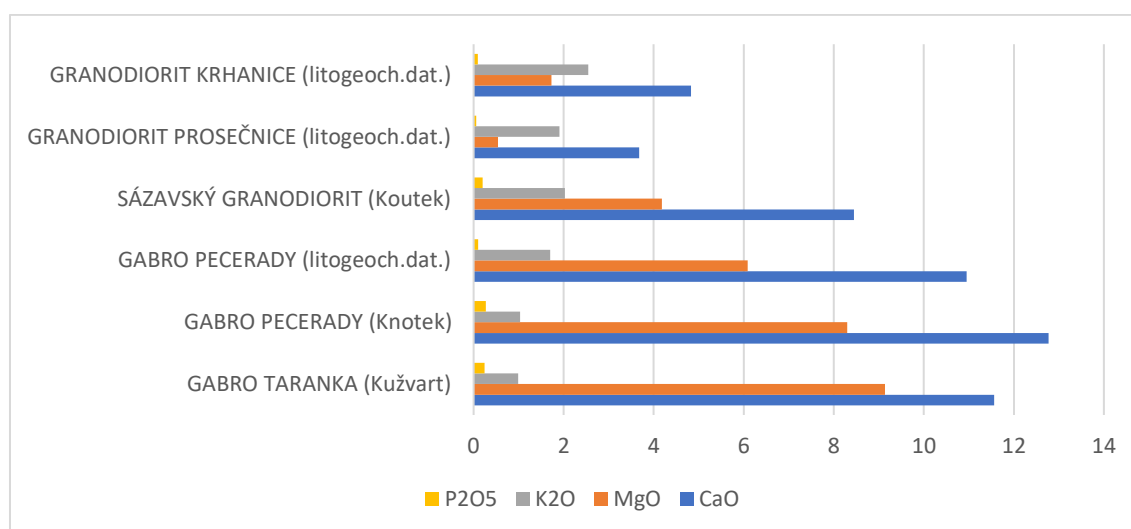
Obr. 5: Mapa lokalit geologických vzorků granodioritu a gabra na zkoumaném území uvedených v litogeochemické databázi (ČGS, 1997, ČÚZK, 2024b).



Tab.7. Porovnání chemického složení plutonických hornin vyskytujících se ve zkoumaném území a jejich minerální síly (ČGS, 1997; Knotek, 1971; Koutek, 1926; Kužvart, 1986;).

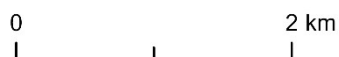
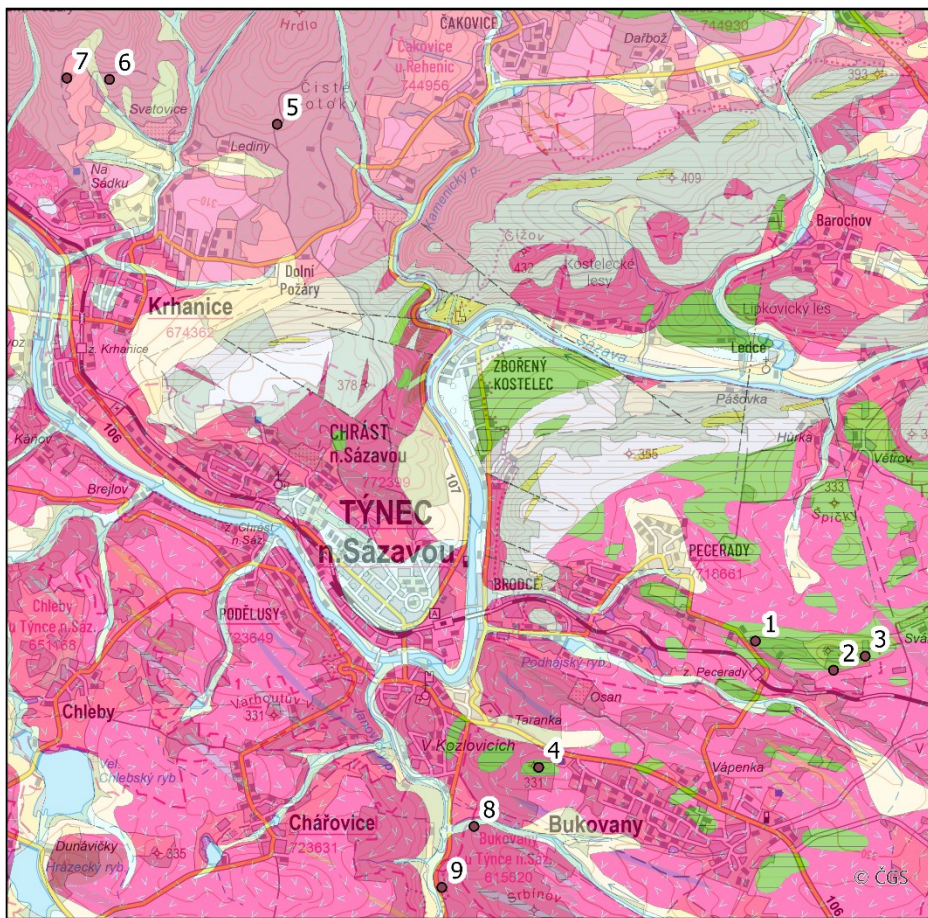
	gabro taranka (Kužvart, 1986)	gabro pecerady (Knotek, 1971)	gabro pecerady (ČGS, 1997)	sázavský granodiorit (Koutek, 1926)	granodiorit prosečnice (ČGS, 1997)	granodiorit krhanice (ČGS, 1997)
CaO	11,56 (+1)	12,77 (+2)	10,95 (+1)	8,45 (+1)	3,68 (Ø)	4,83 (Ø)
MgO	9,14 (+2)	8,3 (+2)	6,09 (+1)	4,18 (Ø)	0,54 (-2)	1,73 (-1)
K ₂ O	0,99 (-2)	1,03 (-2)	1,7 (-1)	2,03 (-1)	1,91 (-1)	2,55 (Ø)
P ₂ O ₅	0,24 (Ø)	0,27 (Ø)	0,1 (-1)	0,2 (-1)	0,06 (-3)	0,01 (-2)
minerální síla	+1	+2	Ø	-1	-5	-3

Graf 3. Porovnání chemického složení plutonických hornin vyskytujících se ve zkoumaném území (ČGS, 1997; Knotek, 1971; Koutek, 1926; Kužvart, 1986;).



Ve zkoumaném území jsou všechny tyto hlubinné vyvřeliny doprovázeny četnými vložkami žilných hornin pegmatitů a aplitů. Kromě nich zde můžeme nalézt zbytky pláště plutonu, tvořené polohy rohovců a metakonglomerátů.. Na území jsou též hojné kvartérní sedimenty – především šterkopískové pleistocénní terasy řeky Sázavy (ČGS, 2024). Geologické podmínky území znázorňuje následující mapa (Obr. 6).

Obr. 6. Mapa geologických poměrů okolí Týnce nad Sázavou s lokalizací půdních sond (ČGS 2024; ČÚZK,2024b)



- amfibol-biotické rohovce
- aplit, pegmatit, granit, granit až granodiorit
- gabra
- granodiorit, tonalit, křemenný diorit (sázavský typ)
- granodiorit (požárský typ)
- hlína, písek, štěrk
- kamenitý až hlinito-kamenitý sediment
- muskovit-biotitové, sulfidové rohovce s polohami křemenných metakonglomerátů
- muskovitové a muskovit-biotitové metapískovce až metakvarcity
- lamprofyr (mineta, kersantit, spessartit)
- písek, štěrk
- sonda

Oblast Týnce nad Sázavou byla dlouhodobě využívána k těžbě kameniva. Mezi nejznámější horninu lokality patří Peceradské gabro, které se používalo ke kamenickým a sochařským pracím. Bylo použito na stavbu Vyšehradského nábřeží či bankovního domu v Praze, původně šekového úřadu. Na sochařské a velké pomníkové práce byl též používán gabrodiorit z Chařovic, který byl i vyvážen do Egypta a Rumunska (Vachtl, 1934).

3.6.3 Půdní poměry

Oblast je charakteristická výskytem různých subtypů kambizemí (ČGS 1: 50 000), které jsou vůbec nejběžnějším typem půd v České republice. Jejich matečným substrátem mohou být jak magmatické horniny, tak i metamorfní a sedimentární. Fyzikální a chemické vlastnosti půd jsou vlivem pestré škály možných matečných substrátů značně individuální (Němeček, 2011).

Kambizemě jsou vytvářeny intenzivním vnitropůdním zvětráváním, což je přeměna primárních minerálů na sekundární spojená s uvolňováním bází a kyseliny křemičité. Proces uvolňování železa z krystalické mřížky minerálů způsobuje vznik rezivých povlaků na povrchu částic půdy a zabarvuje tak celý B horizont (Němeček et al., 1990). Pod ním se nachází odlišně zbarvený horizont C (většinou světleji), kde zvětrávání nedošlo ještě do takové intenzity. Tento horizont bývá zbarven barvou matečného substrátu (Tomášek, 2007). V kambizemích mírného pásma v procesu zvětrávání převládá přeměna biotitu na illit. Živce jsou poměrně stabilní, k jejich přeměně dochází především ve frakci jílových částic. U neutrálních až slabě kyselých půd odchází k transformaci illitu až na půdní vermikulit a smektit, u kyselých půd na sekundární chlorit (Němeček et al., 1990).

Obecně bývají kambizemě mělké s příměsí skeletu. Důvodem je jejich nezralost – v jiných podmínkách takovéto půdy postupně přecházejí v hnědozemě, luvizemě či podzoly. Této přirozené přeměně kambizemí ovšem v daných lokalitách brání členitý reliéf tvořený méně či více příkrými svahy, které jsou příčinou neustálé eroze. Za těchto okolností hluboký horizont nemůže vzniknout, naopak půdní částice jsou odnášeny pryč do akumulčních částí reliéfu a tím jsou obnažovány další nezvětralé části matečné horniny (Tomášek, 2007).

Podle mapy Šefrny (2009) se v okolí Týnce nad Sázavou dále vyskytují luvizemě a hnědozemě. Ty vznikají ze sedimentárních substrátů typu prachovic a svahovin, jež mají malý podíl zvětratelných minerálů (Němeček et al., 1990). Tyto půdy vznikají illimerizací, což je půdotvorný proces, při kterém dochází k přesunu jílu ze svrchních horizontů do horizontů spodních (Tomášek, 2007). Podstatou illimerizace je selektivní migrace frakce jílu, jež obsahuje neaktivnější minerály, spolu s povlakem Fe a Al. Ve spodních horizontech pak dochází vlivem zvýšení koncentrace půdního roztoku k imobilizaci jílu a zvýšení půdní reakce (Němeček et al., 1990).

Luvizemě jsou charakteristické vyběleným eluviálním horizontem B, který postupně přechází v tmavší, zpravidla narezivělý iluviální horizont C. Tyto horizonty se mezi sebou liší i ve struktuře. Horizont B

ochuzený jílem se vyznačuje deskovitou nebo lístkovitou strukturou na rozdíl od obohaceného horizontu C, který tvoří zřetelné kostky a prizmata. Horizont C se svým vysokým obsahem jílu může svým zhutněním vytvořit značně nepříznivé fyzikální vlastnosti, zejména svým malým provzdušněním. Celkově jsou tyto půdy zrnitostně těžší, sorpčními vlastnostmi slabé a půdní reakce bývá kyselá (Tomášek, 2007).

U hnědozemí se proces illimerizace projevuje méně výrazně. Eluviální horizont je pouze slabě zesvětlen a ani zrnitostní rozdíl eluviálního a iluviálního horizontu bývá menší. Jejich fyzikální vlastnosti bývají na rozdíl od luvizemí poměrně příznivé, i po chemické stránce luvizemě předčí – pH bývá pouze slabě kyselé a sorpčními vlastnostmi jsou též příznivější, i když v porovnání s jinými typy jsou stále poněkud zhoršeny (Tomášek, 2007).

Menšího rozsahu ve zkoumané oblasti dosahují gleje, pseudogleje, fluvizemě a rankery. Gleje jsou rozšířeny v zamokřených oblastech a nivách vodních toků s vysokou úrovní hladiny podzemní vody, která vytváří v půdním profilu trvale zamokřený glejový horizont. Naopak pseudogleje se vytváří tzv. oglejením, které je způsobováno periodickým zamokřením povrchové vody, nikoliv podzemní. V nivách toků se z povodňových sedimentů vytváří fluvizemě. Zde je půdotvorný proces periodicky přerušován přínosem a uložením sedimentů při rozvodnění řeky a jejím vylitím ze svých břehů. Nejmenší rozšíření mají v zájmovém území půdy typu rankerů. Rankery jsou málo vyvinuté půdy, jež se tvoří ve skalnatých členitých reliéfech. Humusový horizont rankerů nasedá přímo na horizont rozpadu matečné horniny, většinou silikátové (Tomášek, 2007; Němeček, 2011)

3.6.4 Klimatické poměry

Vymezené území patří mezi teplejší oblasti České republiky. Roční průměrná teplota vzduchu se pohybuje mezi 8 a 9°C. Průměrná letní maxima jsou mezi 33 a 34 °C, průměrná zimní minima pak mezi -18 a -19 °C. Oblast není srážkově zvláště bohatá, ale též není suchá. Průměrný roční úhrn srážek se pohybuje od 600 do 650 mm, přičemž srážky převažují v létě.

Dle Köppenovy klimatické klasifikace spadá oblast do klimatického typu Cfb – mírně teplé klima s rovnoměrným rozložením srážek během celého roku. Dle Quittovy klasifikace se jedná o klimatickou oblast teplou s následujícími charakteristikami (Tolasz et al., 2007)

3.6.5 Geomorfologické poměry

Nejvyšším vrcholem území definované mapou č. 1 je Hrdlo (442 m n.m.), nejnižší polohy se nacházejí v oblasti toku řeky Sázavy. Výškové rozdíly jsou do 400 m. Zkoumané území se řadí do následujících geomorfologických okrsků Konopišťská pahorkatina a Kamenická vrchovina (Balatka a Kalvoda, 2006).

Konopišťská pahorkatina je členitou pahorkatinou nacházející se v povodí Sázavy. Ve střední části Konopišťské pahorkatiny vytvořila řeka Sázava erozní sníženinu. Na levém břehu terén stoupá do plošin

o výškách okolo 350 m n.m., na břehu pravém až do výšek 450–500 m n.m. (Bína a Demek, 2012). Jedná se o dubobukový až bukový vegetační stupeň. Je zde možné vidět suky (tzv. tvrdoše), strukturní hřbety. Údolí v okolí Týnce nad Sázavou je oproti jiným částem Sázavy méně zahloubené a více úvalovité, řeka zde vytváří terasy. Tento ráz končí u obce Kamenný Přívoz, kde v odolnějších horninách řeka vytvořila hluboké erozní údolí průlomového rázu (Demek et al., 1987; Demek, et al., 2006).

Kamenická vrchovina je též silně rozčleněna erozními a denudačními pochody. Zvětrávání a odnosu nasvědčují mnohé skalní útvary. Nachází se zde kupovité vrcholy a strukturní Kostecká kotlina v oblasti tektonické klenby. Nejvyšším bodem je vrchol Vlková (520,9 m n.m.), jen o málo nižší je významný vrchol Grybla (513,5 m n.m.), nacházející se v přírodní rezervaci. Dle školy Zlatníka řadíme toto území do bukového vegetačního stupně (Demek, et al., 2006).

Dominantním tokem oblasti je řeka Sázava. Jejími hlavními přítoky jsou ve zde Janovický potok a Kamenický potok. Celkový reliéf je tvořen převážně erozně – denudačními svahy. Mezi nejvýznamnější geomorfologické činitele modelující dnešní podobu zdejšího reliéfu patří bezpochyby tektonické pohyby a erozně – akumulární činnost řeky Sázavy a jejích přítoků. Po dlouhodobém působení erozně denudačních pochodů, které vyvrásněné variscidy zarovnal do holoroviny, právě tyto faktory vytvořily dnešní podobu reliéfu Posázaví. Zarovnané povrchy byly vyzdviženy tektonickými pohyby a reliéf byl rozčleněn říčním systémem řeky Sázavy (Balatka, Kalvoda, 2010).

3.6.6 *Biota*

Zkoumaná oblast se nachází v Posázavském bioregionu, jehož území pokrývají přibližně z 32% lesy. Ty jsou převážně kulturního charakteru s převahou smrků a borovic, přirozené lesní porosty se zachovaly pouze ojediněle (např. fragmenty smíšených listnatých lesů v údolí Sázavy či bučiny Blaníku). Posázavský bioregion se nachází v mezofytiku (Culek et al., 2013). Dle Neuhäuslové et al. (1998) je převládající potencionální vegetací černýšová dubohabřina. Podle Skalického dělení spadá tento bioregion do vegetačního stupně suprakolinního až submontánního (Culek a kol., 2013).

Ve zkoumaném území se nachází přírodní rezervace Čížov a chráněná oblast Grybla. Jedná se o oblasti s přirozenou lesní i nelesní vegetací a s výskytem reliktních druhů. V inverzních polohách údolí Kamenického potoka se nachází populace smrků ztepilých (*Picea abies*) považovaných za pozůstatek autochtonního smrku posázavského (Ložek et al., 2005).

3.7 Metodický přístup

3.7.1 Výběr lokalit

Cílem práce je zjistit vliv bazicity plutonických matečných hornin na základní vlastnosti půd, jmenovitě na půdní reakci, její zrnitost a sorpční schopnosti. Pro tento účel byla vybrána jako bazická matečná hornina gabro, jako intermediální matečná hornina granodiorit sázavský a dále granodiorit požárský, jež má poněkud kyselejší charakter. Typicky kyselé plutonické horniny se ve zkoumaném území nevyskytují, proto se nám nepodařilo pokrýt celou škálu plutonických hornin.

Pro výzkum vztahu mezi bazicitou horniny a vlastnostmi půdy bylo důležité maximálně omezit vliv dalších pedogenních faktorů. To jsme učinili především výběrem lokalit půdních sond. Pro snížení antropogenních vlivů jsme volili lesní stanoviště. I zde se samozřejmě s určitou mírou ze strany člověka setkáváme, jedná se ovšem především o ovlivnění nepřímé, vyvolané umělou výsadbou nepůvodních dřevin a jejich těžbou.

Dále bylo nutno vyloučit ovlivnění půdy a matečného substrátu reliéfem a kvartérním vývojem. Pokud to bylo možné, k umístění sondy byly vybírány nesvažité roviny náhorních plošin pro minimalizaci dopadu denudačně – akumulačních jevů s předpokladem malého vlivu soliflukčních procesů. Pro eliminaci vlivu povrchového přesouvání hmot jsme odebírali pouze B horizonty a hlubší. Tím byl snížen i vliv vegetačního opadu. Sondy byly umístěny v dostatečné vzdálenosti od niv povrchových toků, kde se matečným substrátem stávají jejich naplaveniny.

Velkou komplikací může být přítomnost více jak jednoho matečného materiálu (Schaetzl a Anderson, 2005) např. ve formě sprašových návějí, která, pokud není dostatečně mocná, pak je špatně identifikovatelná, přestože svým chemismem výrazně mění vlastnosti půdy z ní vznikající. Protože nebyly provedeny přesné chemické analýzy matečných substrátů jednotlivých sond, nelze přítomnost alochtonních materiálů v matečném substrátu i půdním profilu vyloučit.

Vliv podnebí byl snížen umístěním půdních sond do relativně malého území okolí Týnce nad Sázavou. Každá daná lokalita má samozřejmě i své specifické mikroklima, protože jsme však vybírali podobné pozice v krajinném reliéfu i tento faktor lze považovat za zanedbatelný.

Nakonec bylo zjištěno využití krajiny jednotlivých lokalit v z 50. let 20. století (CENIA a GEODIS Brno, spol. s r.o., 2010) a v první polovině 19. století (ČÚZK, 2024a), neboť procesy probíhající v půdě mají dlouhodobý charakter.

3.7.2 Odběr vzorků

Ve vybraných lokalitách byly vykopány malé půdní sondy, které dostatečně odkrývaly půdní horizont B (Obr. 7). Z nich byly odebrány vzorky horizontů B, případně C, které byly následně analyzovány v laboratoři. Půdní profil byl společně s jeho okolím popsán. Ke každé lokalitě bylo nalezeno její využití v první polovině 19. století a v polovině 20. století. Podrobná popis jednotlivých půdních profilů i

s výslednými laboratorními výsledky je uveden v Přílohách. Jsou zde uvedeny skicy terénních řezů lokalit, přičemž v půdním profilu 1 cm zakreslený odpovídá 20 cm ve skutečnosti. Měřítka mezi půdním profilem a nadmořskou výškou je přibližně 1: 12,5. Uvedená měřítka jsou pouze orientační.



Obr. 7. Ukázka půdní sondy.

3.8 Analytická část

U půdních vzorků jsme analyzovali jejich zrnitost, aktivní půdní reakci (dále pH H₂O), výměnnou půdní reakci (pH KCl), kationtovou výměnnou kapacitu (KVK) a bazickou saturaci (BS).

3.8.1 Stanovení zrnitosti

Ke stanovení zrnitosti byl použita síťová analýza podle Bezvodové et al. (1985) s normativními sítí s velikostí otvoru: 8, 4, 2, 1, 1/2, 1/4, 1/8 a 1/16 mm. Před samotným prosetím byly vzorky mechanicky dispergovány na elementární částice, aby se tak vyloučil vliv látek, které působí jako pojiva, např. organické látky obsažené v humusu. Podstatné je, aby rozklad na elementární částice nebyl příliš násilný a nevytvořili se tak nepůvodní částice menší velikosti a zároveň byl natolik účinný, aby případné agregáty rozrušil na jednotlivé složky (Pansu a Gautheyrou, 2006; Schaetzl a Anderson, 2005).

3.8.2 Stanovení aktivní a výměnné půdní reakce

U půdních vzorků bylo stanovena aktivní a výměnná půdní reakce. Pro měření aktivní půdní reakce bylo ke 4 g jemnozeme přidáno 10 ml převařené a vychladlé destilované vody. Pro měření výměnné půdní reakce bylo přidáno ke 4 g jemnozeme 10 ml 1 mol roztoku KCl. Všechny vzorky byly třepány po dobu jedné hodiny a pak byly ponechány po dobu 30 minut ustálení. Následně bylo z elektrometrickým

zkalibrovaným pH metrem změřeno pH vzorků (M.Pansu a J.Gautheyrou, 2006). Abychom docílili maximální porovnatelnosti vzorků, pro všechny vzorky byl použit stejný pH metr.

3.8.3 Stanovení kationtové výměnné kapacity a bazické saturace sorpčního komplexu

Kationtová výměnná kapacita (KVK) byla změřena podle české technické normy ČSN ISO 11260 (Technické normy ČSN, 2024). Ke 2,5 g ($\pm 0,005$ g) jemnozeme bylo přidáno 30 ml 0,1 M BaCl₂. Tato suspenze byla třepána po dobu jedné hodiny a následně se nechala usadit. Kapalná fáze jednotlivých vzorků byla přemístěna do odměrných 100 ml baněk. Celý postup byl ještě dvakrát opakován, přičemž kapalná fáze z jednotlivých opakování se shromažďovala v příslušných baňkách. Poté byly baňky doplněny do 100 ml 0,1 M roztokem BaCl₂. Jednotlivé vzorky byly přefiltrovány a takto poslány k laboratornímu stanovení KVK pomocí metody ICP-OES (emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem), kterým byla změřena koncentrace Al, Ca, Mg, Fe, Na a K. Výpočtem z měřených hodnot byla stanovena KVK a bazická saturace sorpčního komplexu.

3.8.4 Statistická analýza dat

Terénní a laboratorní výzkum prováděný v této studii nedosahuje takového rozsahu, aby nasbíraný počet dat byl považován za dostatečně robustní pro vytvoření solidní statistiky. Z důvodů omezených možností, finančních i časových, byl vytvořen pouze ukázkový výzkum pro získání představy o možném trendu a variabilitě výsledků v terénu. Sondy byly voleny po splnění nutných kritérií (viz kapitola Výběr lokalit) náhodným výběrem. Statistické zpracování výsledků tohoto výzkumu slouží pouze pro velmi hrubou a nepřesnou představu o korelaci vybraných půdních vlastností a chemického složení matečného substrátu a nelze z něho vyvozovat obecné závěry.

V této bakalářské práci se snažíme zhodnotit korelaci mezi matečným substrátem a jednotlivými půdními vlastnostmi. Položili jsme si otázku: Liší se měřené vlastnosti půd vzniklé na rozdílných matečných substrátech – gabru, požárském granodioritu a sázavském granodioritu? Jednotlivá data jsme seskupili do skupin podle typu matečného substrátu a testovali shodu středních hodnot pomocí funkce oneway.test programu R (rdrr.io, 2024). Naší hypotézou bylo, že se střední hodnoty jednotlivých dat všech tří skupin shodují. Pokud byla výsledná p-hodnota nižší než 0,05, pak byla naše hypotéza zamítnuta (s pravděpodobností 95 %). Pokud byla p – hodnota vyšší než 0,05, pak naše hypotéza zamítnuta nebyla, ale nebyla ani potvrzena. Výsledky testu jsou uvedeny v části Výsledky.

4. Výsledky

Shrnutí laboratorních analýz zobrazuje Tab. 8. Vzorek s označením 1/2B, jejíž matečným substrátem je peceradské gabro, vykazuje ve srovnání s ostatními vzorky vysoké CEC a velmi vysokou bazickou saturaci, téměř stoprocentní. Sonda se nachází ve zpustlém zarostlém sadu. Z historického šetření vyplývá, že tato lokalita byla dříve využívána jako orná půda jak v 19. století, tak v 50. letech minulého století. To by mohlo být vysvětlením takto neobvykle vysoké hodnoty bazické saturace a kationtové výměnné kapacity. Tato sonda se výrazně odchyľuje i v poměru jednotlivých zrnitostních frakcí. Má nejvyšší aktivní i výměnnou půdní reakci, což souvisí s vlastnostmi jejího sorpčního komplexu a opět to odkazuje na ovlivnění jejích vlastností pravděpodobně jejím zemědělským využitím v minulosti. Tato sonda výrazně ovlivňuje průměry a mediány hodnot všech měřených vlastností gabra a má zásadní vliv na statistické vyhodnocení korelace vlastností půd a matečného substrátu. Někdejší způsob hospodaření zřejmě natolik ovlivnil její vlastnosti, že není reprezentativním zástupcem půd vzniklých přirozenou cestou z gabra. Proto bylo rozhodnuto tento vzorek ze statistického vyhodnocování zcela vyjmout.

Tab. 8. Shrnutí výsledků laboratorních analýz.

hornina	vzorek	KVK (meq/100g)	BS (%)	pH H ₂ O	pH KCl	podíl frakce nad 2 mm (%)	podíl frakce 0,063 – 2 mm (%)	podíl frakce pod 0,063 mm (%)	podíl frakce pod 0,063 mm v jemnozemi (%)
gastro	1/1Bv	4,60	30,36	4,41	3,47	37,19	58,24	4,57	7,27
	1/2Bv	14,37	99,25	5,82	4,15	84,41	14,93	0,67	4,27
	1/3Bv	5,16	86,11	5,21	3,59	46,25	51,57	2,17	4,04
	1/4Bv	5,95	59,35	4,83	3,22	23,72	72,86	3,42	4,49
	1/4Bc	9,07	85,34	5,24	3,19	50,53	49,00	0,47	0,94
granodiorit požárský	2/1Bv	3,40	11,13	3,95	3,31	36,83	59,20	3,96	6,28
	2/2Bv	4,72	16,37	4,06	3,58	51,62	45,84	2,54	5,26
	2/3Bv	3,01	6,12	4,37	3,66	32,96	65,09	1,95	2,91
	2/3Bc	1,81	14,20	4,52	3,77	62,21	36,28	1,51	3,99
granodiorit sázavský	3/1Bv	5,01	40,54	4,65	3,36	34,00	64,52	1,47	2,23
	3/1Cb	5,22	59,97	4,69	3,52	57,94	41,88	0,18	0,43
	3/2Cb	3,68	11,33	4,37	3,23	46,58	53,35	0,07	0,13

4.9 Vyhodnocení zrnitosti

Sítová analýza používá pro rozdělení jednotlivých zrnitostních frakcí podle velikosti částic do kategorií tzv. Wentworthovu škálu, která se využívá pro hodnocení zrnitosti sedimentů (Petránek, 2024). Tato škála třídí částice dle jejich velikosti na větší než 8; 8-4; 2-4; 1-2; 0,5-1; 0,25-0,5; 0,125-0,25; 0,063-0,125 a menší než 0,063 mm. Zrnitost půd se klasifikuje podle podílu frakcí písku (nad 0,05 mm), prachu (0,05 mm-0,002 mm) a jílu (pod 0,002 mm) v jemnozemi (viz kapitola Zrnitost půd). Pedologická klasifikace zrnitostních frakcí jemnozeme se tedy neshoduje s rozdělením velikosti částic pomocí sítové metody. Prach a jíl, které jsou pro stanovení zrnitosti zemin důležité, nám spadají do jedné společné kategorie částic pod 0,063 mm dokonce i společně s jemnou frakcí písku, neboť prachem jsou podle pedologické klasifikace částice o velikosti 0,002 mm-0,05 mm, což činí výzkum značně nepřesný.

Pokud se podíváme na výsledky zrnitosti, pak nás může zaujmout nízký podíl frakce pod 0,063 mm v jemnozemi. Podle zrnitostního trojúhelníku (Němeček, 2011), uvedeného na Obr. 2 (str. 13), všechny vzorky spadají do kategorie písčitých půd, neboť je z více jak 90 % tvoří písek. Tento výsledek byl pro nás překvapující, a proto jsme se ptali, zda bylo měření provedeno správně a zda je zvolená sítová metoda dostatečně přesná pro určení zrnitosti půd. Vzhledem k obtížím, jež doprovází vyhodnocení zrnitosti půd sítovou analýzou (její rozdílná zrnitostní škála, rozklad na elementární částice aj.) a s ohledem na výsledky, jež jsou si velmi podobné, máme vážné pochyby, zda byla zvolená sítová metoda k hodnocení zrnitosti půd dostatečně přesná. Přikláníme se k tomu, že data nejsou dostatečně spolehlivá, a proto jsme se rozhodli data dále neanalyzovat.

4.10 Vyhodnocení pH

Tab. 9 uvádí kritéria pro hodnocení půdních reakcí lesních půd (Sáňka a Materna, 2004), podle kterých je zhodnocena průměrná aktivní a výměnná reakce půd v Tab.10. Průměrnou půdní reakci zkoumaných půd též znázorňuje Graf 4. Z uvedených hodnot vyplývá, že průměrné půdní reakce se v závislosti na matečné hornině výrazně neliší.

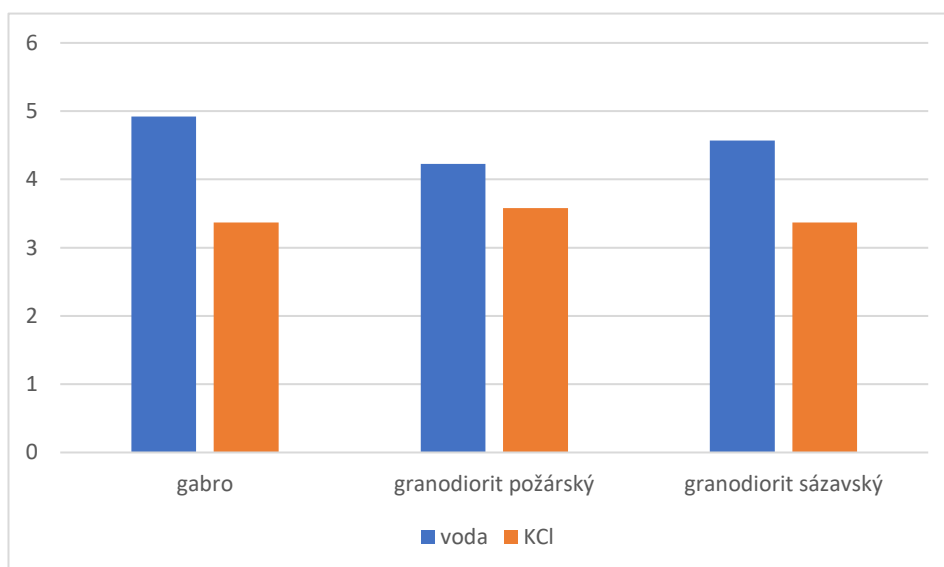
Tab.9. Hodnocení půdních reakcí lesních půd (Sáňka a Materna, 2004).

hodnota pH/KCl	hodnota pH/H ₂ O	půdní reakce
<3	<3,5	velmi silně kyselá
3-4	3,5-4,5	silně kyselá
4-5	4,5-5,5	středně kyselá
5-6	5,5-6,5	mírně kyselá
6-7	6,5-7,2	neutrální
>7,0	>7,2	mírně alkalická

Tab.10. Hodnocení průměrných půdních reakcí vzorků odebraných z půd vzniklých na rozdílných matečných substrátech s uvedenými hodnotami průměrné aktivní a výměnné reakce.

Průměr půdních reakcí	gabro	granodiorit požárský	granodiorit sázavský
Aktivní	středně kyselá (4,92)	silně kyselá (4,23)	středně kyselá (4,57)
Výměnná	silně kyselá (3,37)	silně kyselá (3,58)	silně kyselá (3,37)

Graf 4. Grafické znázornění průměrných půdních reakcí vzorků půd vzniklých na různých matečných substrátech.



Testovali jsme, zda hodnoty aktivní a výměnné půdní reakce záleží na zvoleném matečném substrátu. Výsledky p – hodnot ukazuje Tab. 11. Pro aktivní i výměnnou půdní reakci se hypotéza o nezávislosti vlastností půdy na minerální síle horniny nezamítá.

Tab. 11. Výsledky p – hodnot testu pro aktivní a výměnnou půdní reakci

	p– hodnota	hypotéza
Aktivní půdní reakce	0,08107(hypotéza se nezamítá)	nezamítnuta
Výměnná půdní reakce	0,3152 (hypotéza se nezamítá)	nezamítnuta

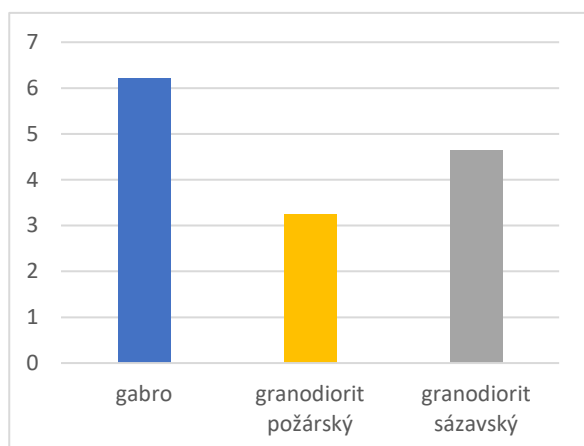
4.11 Vyhodnocení KVK a bazické saturace

Tab. 12 ukazuje průměrnou hodnotu KVK a bazické saturace pro půdy vzniklé na jednotlivých typech hornin. Průměrné KVK pak dále zobrazuje Graf 5 a bazickou saturaci Graf 6. Z Grafu 5 vidíme, že nejvyšší KVK dosahuje gabro, jež má nejvyšší minerální sílu a nejnižší KVK má granodiorit sázavský s nejnižší minerální silou. Graf 6 ukazuje tentýž trend ještě výrazněji, tedy že bazická saturace roste s minerální silou horniny.

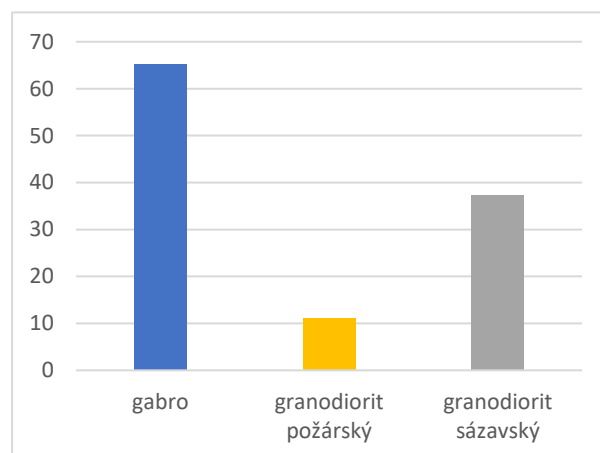
Tab. 12. Průměrné hodnoty KVK a bazické saturace pro odebrané vzorky půd vzniklé na gabru, požárském granodioritu a sázavském granodioritu

	Gabro	Granodiorit požárský	Granodiorit sázavský
Průměry KVK (meq/ 100 g)	6,20	3,24	4,64
Průměry BS (%)	65,29	11,20	37,28

Graf 5. Průměrná hodnota KVK v odebraných vzorcích půd.



Graf 6. Průměrná hodnota bazické saturace v odebraných vzorcích půd



Výsledky testů uvedených v Tab. 13 ukazují, že hypotéza o nezávislosti KVK a bazické saturace na matečném substrátu není zamítnuta. P – hodnota bazické saturace je však velmi blízká limitní hodnotě 0,05.

Tab. 13. Výsledky p – hodnot testu pro KVK a bazickou saturaci

	p - hodnota	hypotéza
KVK	0,1227	Nezamítnuta
Bazická saturace	0,05473	nezamítnuta

5. Diskuze

V této bakalářské práci jsme se snažili prokázat či vyloučit závislost zrnitosti půdy, jejích sorpčních vlastností a půdní reakce na minerální síle horniny. Bohužel výsledky měření zrnitosti odebraných vzorků půd jsme vyhodnotili za nespolehlivé. Tím jsme jednu kategorii měřených veličin vyloučili a dále jsme pracovali pouze s vlastnostmi sorpčního komplexu a pH půdního roztoku. Hypotéza o nezávislosti měřených atributů půd na typu plutonické matečné horniny nebyla statistickým šetřením zamítnuta, ale vzhledem k našim málo robustním datům ji nelze považovat ani za prokázanou. U vyhodnocení bazické saturace a aktivní půdní reakce se p – hodnota testu pohybovala okolo hranice 0,05 a proto se domníváme, že pokud bychom zvětšili datový soubor, pak by korelace mezi matečnou horninou a těmito vlastnostmi mohla být ještě prokázána.

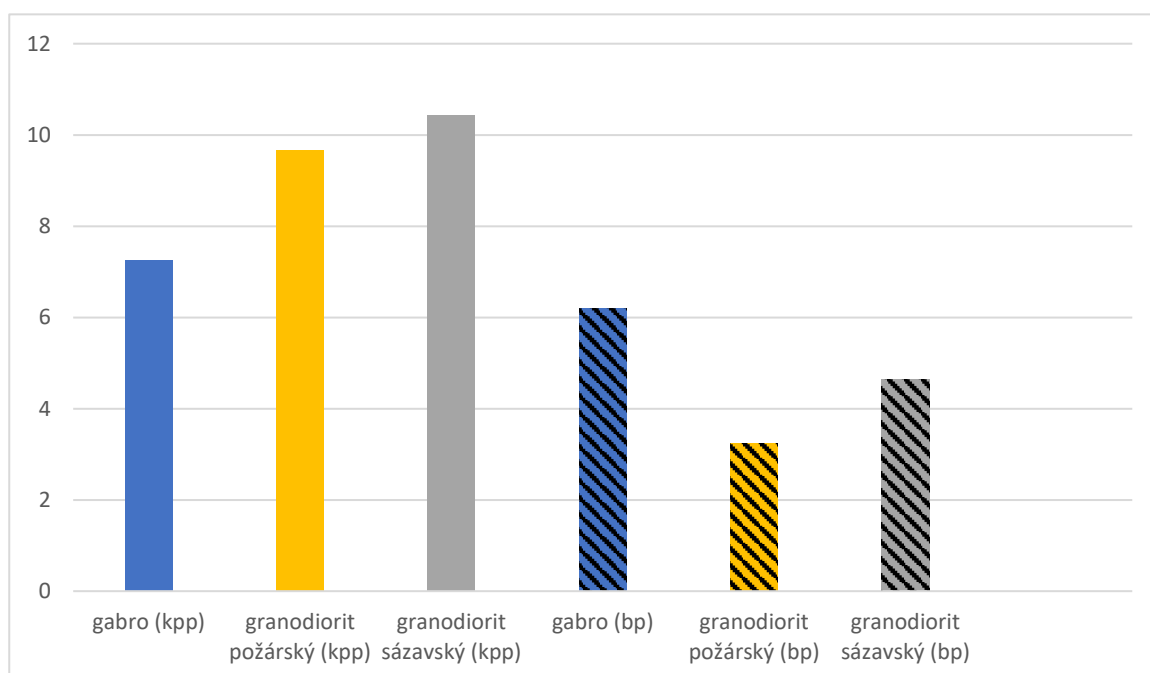
Půdní reakce je ovšem jednou z nejrychleji se proměňujících vlastností půdy a to jak s hloubkou, tak v čase. Je silně ovlivněna sezónní i denní dynamikou intenzity půdní biochemické aktivity, a tak svůj nezanedbatelný vliv na pH roztoku má roční doba, konkrétní den a fáze dne odběru vzorku (Rejšek, Vácha, 2018). Naše vzorky půd byly odebrány ve třech různých dnech zimního období za různého počasí a je možné, že se tento faktor na hodnotách pH podepsal.

Měření kationtové výměnné kapacity sorpčního komplexu pro zjištění obsahu živin dostupných pro rostliny je pouze orientační (Rejšek, Vácha, 2018). Důležitá je i forma živin daná především pH půdního roztoku (Obr. 1, str. 8). Námi změřené vlastnosti sorpčního komplexu lze tedy považovat za potencionální maximum, které za příhodných podmínek mohou být rostlinami využitelné.

Bohužel volně dostupné výsledky chemických rozborů lesních půd Ústavu pro hospodářskou úpravu lesů, které bychom rádi použili k porovnání našich laboratorních analýz, jsou sporé. Proto jsme se pro zajímavost rozhodli pro porovnání naměřených výsledků s hodnotami sond komplexního průzkumu půd (Graf 7, 8 9). Z databáze KPP jsme vybírali půdní sondy v okolí zkoumaného území na stejných matečných substrátech klasifikované pouze jako typické kambizemě (bez vlivu oglejení, illimerizace apod.). V oblasti se nacházelo dvanáct zástupců půd vzniklých na sázavském granodioritu, tři zástupci půd vzniklých z požárského granodioritu a jeden zástupce vzniklý z gabra. Klasifikace matečných hornin KPP (VÚMOP, v.v.i., 2024) všechny tyto horniny mezi sebou rozlišuje a gabro řadí do skupiny bazických intruziv (gabro, gabrodiorit), granodiorit sázavský do neutrálních horniny skupiny žul a granodiorit požárský do kyselých hornin skupiny žul. Ze sond KPP jsme počítali pouze s laboratorními výsledky B horizontu, jež je výslednicí pedogeneze působící na matečnou horninu. Způsob hospodaření s půdou se promítá především do horního A horizontu, ale samozřejmě ovlivňuje i horizonty hlubší. Porovnávání výsledků laboratorních analýz z KPP (VÚMOP, v.v.i., 2024). s našimi laboratorními metodami je ovšem velmi hrubé, neboť jsme nepoužili shodné metodické postupy. Může však sloužit pro hrubou orientaci.

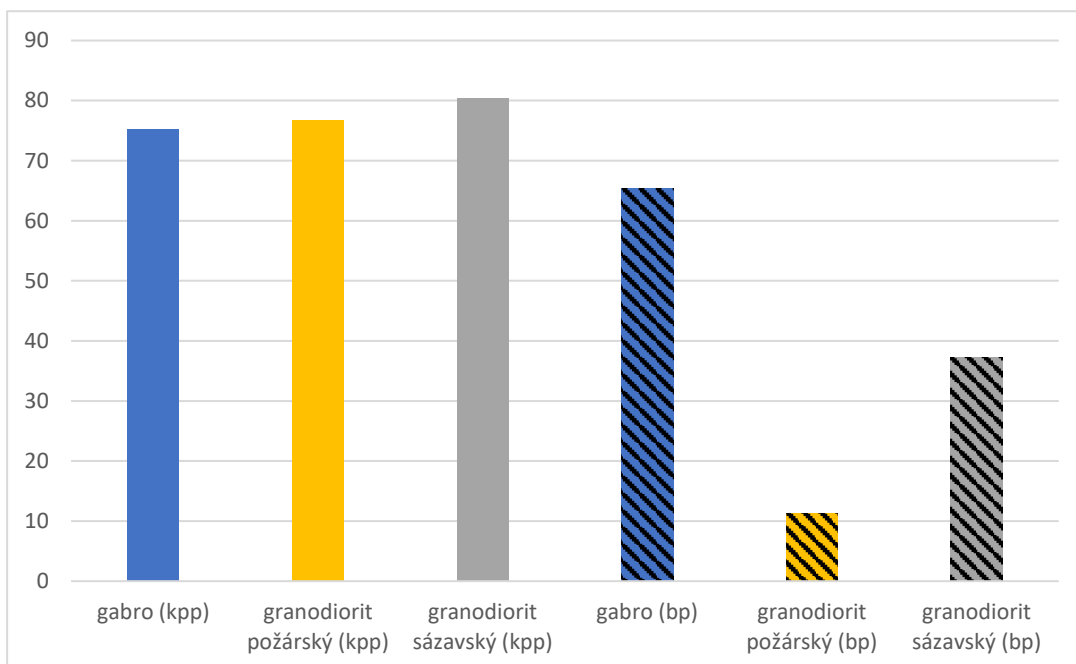
V Grafu 7 je vidět, že oproti lesním půdám pro zemědělské půdy bylo KVK gabra nejnižší. Tento rozdíl od lesních půd ale může být způsoben prostě tím, že byly použity pouze sondy KPP (VÚMOP, v.v.i., 2024) z blízkého okolí našeho zkoumaného území, kde se ovšem nacházela pouze jedna půdní sonda s matečným substrátem gabra. Domníváme se tedy, že toto srovnání není spolehlivé, i tak je ovšem zajímavé, neboť znázorňuje, jak velký rozdíl v hodnotách KVK na různých matečných horninách může být.

Graf 7. Porovnání průměrných naměřených hodnot KVK (bp) s průměrnými hodnotami KVK komplexního průzkumu půd (kpp) v okolí výzkumné oblasti s rozlišením matečných substrátů (VÚMOP, v.v.i., 2024).

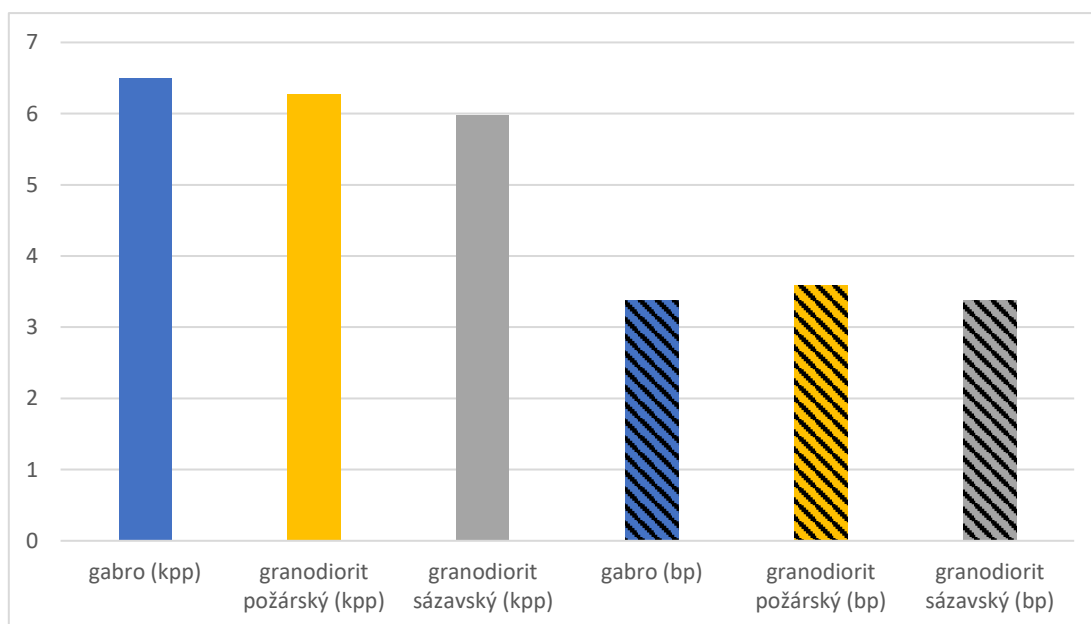


Graf 8 porovnává průměrné hodnoty bazické saturace. Zde vidíme, že bazická saturace je u zemědělských půd u všech třech typů poměrně vyrovnaná, což si vysvětlujeme využíváním hnojiv. Výměnná půdní reakce je zemědělských půd na horninách různé minerální síly poměrně srovnatelná, nejvyšší jí má půda na gabru, což by mohlo souviset s jeho minerální silou (Graf 9). Ze všech uvedených grafů je vidět, že zemědělské půdy bez ohledu na matečný substrát výrazně převyšují kvalitu lesních půd a to ve všech porovnávaných hodnotách, KVK, bazické saturaci i výměnné půdní reakci.

Graf 8. Porovnání průměrných naměřených hodnot bazické saturace (bp) s průměrnými hodnotami bazické saturace KPP (kpp) v okolí výzkumné oblasti s rozlišením matečných substrátů (VÚMOP, v.v.i., 2024).



Graf 9. Porovnání průměrných naměřených hodnot výměnné půdní reakce (bp) s průměrnými hodnotami výměnné půdní reakce KPP (kpp) v okolí výzkumné oblasti s rozlišením matečných substrátů (VÚMOP, v.v.i., 2024.).



Pro vyhodnocení vztahu mezi minerální silou horniny a vlastnostmi půdy se musíme ptát, zda vlastnosti horniny a půdy nebyly ovlivněny dalšími působícími faktory. Uvědomujeme si například složitost správného určení matečného substrátu a ptáme se, zda matečným substrátem opravdu byla

předpokládaná plutonická hornina. Při terénním výzkumu jsme při určování matečné horniny vycházeli z Geovědní mapy ČR v měřítku 1:50 000 (ČGS, 2024). Toto měřítko v nezaručuje dostatečně přesnou klasifikaci geologického podkladu v konkrétním místě. Připouštíme tedy možnost, že jsme se při výběru lokality sondy netrefili vždy přesně do požadované horniny. Tato skutečnost by se pravděpodobně ve velkém souboru dat stala nevýznamnou, ale v našem malém souboru mohla mít rozhodující vliv na statistické výsledky.

Další důležitou otázkou je, zda byl matečný substrát skutečně autochtonní, vzniklý in situ. Erozně – akumulární jevy v průběhu pleistocenního vývoje dosahovaly takových rozměrů, že tento předpoklad je dokonce nepravděpodobný (Němeček et al., 1990; Ložek, 1973). Dokonalé eluvium bychom možná mohli nalézt na ideálních náhorních plošinách topografických vrcholů, které jsou ovšem v krajině České republiky velmi vzácné. Musíme předpokládat, že přes pečlivý výběr umístění sondy v topografické katéně matečný materiál v sobě pravděpodobně obsahuje alochtonní složky. Ty jsou transportované gravitačními pohyby z vyšších nadmořských výšek anebo mohou být přineseny větrem ve formě spraše. Ružička et al. (2003) uvádí, že je v pahorkatinných oblastech častý tzv. deluvioeolický (či eolickodeluviální) transport spraše po svahu. Tyto spraše pak obsahují úlomkovitou drť. V Posázaví jsou hojné sprašové hlíny, jejichž mocnost se pohybuje od několika metrů až k mělkým povlakům. I v této podobě jsou však okem rozeznatelné především svou barvou. Jedná se o jemný rezavě – hnědý prášek, jež se výrazně liší od typických hrubých šedých zvětralin plutonitů (Ambrož, 1946). Jeho přítomnost předpokládáme u vzorku 1/2B, kterou jsme i pro podezření z ovlivnění vlastností půdy zemědělskou činností z datového souboru vyloučili.

Těmto uvedeným možným nejasnostem o původu matečné horniny by se pravděpodobně dalo předcházet jejím chemickým a mineralogickým rozbořem, na který v této práci ovšem nebyl prostor a prostředky.

I kdyby matečným substrátem bylo ideální eluvium bez alochtonní složky, stále do vztahu mezi ním a půdou mohou vstupovat další pedogenní vlastnosti a jeho vliv potlačovat (Brady a Weil, 2017). Short (1961) zkoumal geochemii prvků při zvětrávání hornin a pedogenezi v oblasti Central Plains Region a došel k závěru, že vliv klimatu se stal v této oblasti dominantním a potlačil význam mateřského substrátu. Potvrzuje tím, že půdy na odlišných matečných substrátech, které se nacházejí v bezprostřední blízkosti, mají tendenci se v čase bez ohledu na svou matečnou horninu morfologicky sblížovat (Schaez a Anderson, 2005).

Naopak vliv chemismu matečného materiálu zdůrazňuje ve své práci Augusto et al. (2017). Zaměřuje se v ní na porovnání významu vlivu klimatu a matečné horniny na limitaci fosforu a dusíku. Množství fosforu v půdách bylo ovlivněno obsahem fosforu v půdních matečných substrátech a jejich kyselostí. Dochází k závěru, že limitace ekosystému fosforem z globálního hlediska souvisela s klimatem slabě, a proto je při výzkumu půd zapotřebí zohledňovat půdotvorné substráty (L. Augusto a kol., 2017).

Výsledky i dalších prací potvrzují význam chemického složení matečné horniny. K závěru, že matečná hornina je hlavním pedogenním faktorem, došel Ehrlich et al. (1955). Ten ovšem zkoumal půdy vzniklé z tillových sedimentů. Pestrost půd lokality tvořili především rozdíly v jejich obsahu anorganických karbonátů. V plutonických horninách se ovšem karbonáty nevyskytují, a tak jsou výsledky tohoto výzkumu s našimi těžko srovnatelné. Zajímavé je, že ačkoliv karbonáty jsou horniny velmi bohaté vápníkem, Stejskal (1967) jim v celkovém hodnocení jejich minerální síly nepřisuzuje zvláštní význam. Je to zřejmě způsobeno tím, že tyto horniny jsou minerálně slabé z hlediska množství ostatních sledovaných živin, především fosforu a draslíku.

Dominantní vliv matečného substrátu na kationtovou výměnnou kapacitu a obsah živin potvrdil i Moore et al. (2022). Ten ovšem porovnával mezi sebou půdy na vulkanických, plutonických, sedimentárních a metasedimentárních horninách, zatímco my porovnáваме půdy vzniklé v rámci skupiny plutonických hornin lišící se svou minerální silou. Pracujeme tedy s úplně jiným měřítkem, a tak se ani o tuto studii nemůžeme opřít.

6. Závěr

Studiem dostupné odborné literatury docházíme k závěru, že minerální síla charakteristiky půd ovlivňuje. Jmenovitě to jsou množství Ca, Mg, P a K v půdách, sorpční schopnosti půd, půdní reakce a pufovítost, zrnitost půd a půdní vývoj. Obecně lze říci, že horniny s vyšší minerální silou obsahují více uvolnitelných živin, jsou náchylnější k jejich uvolňování a tvoří větší množství sekundárních minerálů jílové frakce kvalitnějších sorpčních vlastností. Mají tedy celkově vyšší potenciál vytvářet živinami bohaté a úrodné půdy než horniny minerálně chudé.

Na půdu však působí mnoho dalších faktorů, především klima, kvartérní vývoj lokality, doba probíhající pedogeneze, topografie, vegetace a využití území člověkem. Vliv těchto faktorů může převažovat a determinovat tak hlavní rysy půdy. Souvztažnost mezi minerální silou horniny a kvalitou půdy tak může být zastíněna a ve výsledné podobě půdy se neprojevoval.

Data z provedeného výzkumu jsou velmi málo robustní, a proto z nich nelze vyvozovat obecné závěry. Bohužel se nám nepodařilo provést spolehlivou laboratorní analýzu zrnitosti, a proto jsme ji nevyhodnocovali. Korelace mezi vlastnostmi půd a velikostí minerální síly se statistickým vyhodnocením neprokázala, což můžeme ovšem částečně přičítat malému souboru dat. Prostým srovnáním naměřených dat se potvrzuje všeobecně přijímaný trend o rostoucích sorpčních schopnostech půdy s vyšší minerální silou horniny. Nejvyšší KVK a bazické saturace dosahovalo gabro s nejvyšší minerální silou, nejnižší KVK a bazické saturace požárský granodiorit s nejnižší minerální silou. Aktivní i výměnné pH je u všech půd podobné, což si vysvětlujeme antropogenním ovlivněním dřevinné skladby lesa, zejména plošnou výsadbou jehličnatých stromů.

K přesným výsledkům korelace mezi minerální silou matečné horniny a vlastnostmi půd jsme z důvodu nejistoty v chemickém složení půdotvorného substrátu odebraných vzorků půd nemohli dojít. Pro tento výzkum by bylo vhodné zároveň s analýzou půdního profilu analyzovat i chemické složení půdotvorného substrátu. K tak rozsáhlému výzkumu jsme však bohužel neměli prostředky, a tak náš výzkum může sloužit jen k hrubé orientaci v problematice.

Terénním výzkumem a studiem literárních zdrojů docházíme k závěru, že otázka důležitosti minerální síly pro vlastnosti půd není jednoznačná. Její vliv může v tak rozličných podmínkách, jaké v přírodě panují, růst i klesat v závislosti na ostatních pedogenních faktorech.

7. Použitá literatura

- Afanasijev, J. N., 1927. The classification problem Russian soil science. Office of the Academy, Leningrad.
- Ambrož, V., 1946. Spraše pahorkatin. In: *Canadian Journal of Agricultural Science*. Agric. Inst. of Canada, Ottawa, 1955, 35, 225-272.
- Augusto, L., Achat, D. L., Jonard, M., Vidal, D., Ringeval, B., 2017. Soil parent material—A major driver of plant nutrient limitations in terrestrial ecosystems. In: *Global change biology* [online]. Blackwell Publishing, Chichester, 23. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1467-8306.2005.00448.x> (7.7.2024).
- Balatka, B., Kalvoda, J., 2006. Geomorfologické členění reliéfu Čech. Geomorphological regionalization of the relief of Bohemia. Kartografie Praha, Praha.
- Balatka, B., Kalvoda, J., 2010. Vývoj údolí Sázavy v mladším kenozoiku. Česká geografická společnost, Praha.
- Bezvodová, B., Demek, J., Zeman, A., 1985. Metody kvarterně geologického a geomorfologického výzkumu. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- Bína, J., Demek J. Z nížin do hor: geomorfologické jednotky České republiky. Academia, Praha.
- Birkeland P.W., 1974. Pedology, Weathering, and Geomorphological Research. Oxford University Press, New York.
- Brady, N. C., Weil, R. R., 2017. The nature and properties of soils. 15th ed. rev. Pearson Education, Harlow.
- Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C., McDaniel, P. A., 2011. Soil genesis and classification. 6th ed.. John Wiley & Sons, Inc., West Sussex.
- CENIA, GEODIS Brno, spol. s r.o., 2010. Historická ortofotomapa. <https://geoportal.gov.cz/web/guest/map?permalink=d9b93e49d4b04ace21eccd4fca07e39b> (9.10.2023)
- Ceryan, S., Zorlu, K., Gokceoglu, C., Temel, A., 2008. The use of cation packing index for characterizing the weathering degree of granitic rocks. In: *Engineering geology* [online]. Elsevier B.V, Amsterdam, 98. <https://www-sciencedirect-com.ezproxy.is.cuni.cz/science/article/pii/S0013795208000252?via%3Dihub> (17.4.2024)
- Cílek, V., 2016. Antropocén – velké zrychlení světa, Vesmír. 95 (146), 146-153.
- Culek, M., Grulich, V., Laštůvka, Z., Divíšek, J., 2013. Biogeograf regiony České republiky. Masarykova univerzita, Brno.

- Česká geologická služba, 1997. Litogeochemická databáze. Výběr z DB litogeochemie ČGS <http://www.geology.cz/app/legenda/litog.pl> (29. 7. 2020).
- Česká geologická služba, 2024. Geologická mapa 1 : 50 000, Klad listů ZM50. In: Geovědní mapy 1 : 50 000 [online]. <https://mapy.geology.cz/geocr50/>: (12.11.2023)
- Český úřad zeměměřický a katastrální, 2024a. Císařské povinné otisky stabilního katastru 1:2 880 – Čechy [online]. https://cuzk.cz/CZ-00025712-CUZK_COC (12.10.2023)
- Český úřad zeměměřický a katastrální, 2024b. Prohlížeč služba WMS - ZTM 50. https://cuzk.cz/CZ-00025712-CUZK_WMS_LOCAL_ZTM50 (15.2.2024).
- Wyhe, J., 2002. The Complete Work of Charles Darwin Online. <http://darwin-online.org.uk/> (18.2.2024).
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 2013. An introduction to the rock-forming minerals. 3rd ed. The Mineralogical Society, London.
- Demek, J. et al., 2006. Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. Vydání 2. AOPK ČR, Brno.
- Demek, J., Mackovčín, P., Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P, Culek, M., Čermák, P., Dobiáš, D., Havlíček, M., Hrádek, M., Kirchner, K., Lacina, J., Pánek, T., Slavík, P., Vašátko, J., Ochman, J., 2006. Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. Vydání 2., AOPK, Brno.
- Duchaufour, P., 1997. Abrégé de pédologie. Sol, végétation, environnement. Masson S. A., Paris.
- Ehrlich, W. A., Rice, H. M., Ellis, J. H., 1955. Influence of the composition of parent materials on soil formation in Manitoba. *Can. J. Agric. Sci.* 35, 407–421.
- Gray, J. M., Murphy B. W., 1999. Parent Material and Soils. A Guide to the Influence of Parent Material on Soil Distribution in Eastern Australia. Technical Report No. 45 (Reprinted 2002), NSW Department of Land and Water Conservation, Sydney. https://www.researchgate.net/profile/Jonathan-Gray-8/publication/277013099_Parent_Material_and_Soils_a_guide_to_the_influence_of_parent_material_on_soil_distribution_in_eastern_Australia/links/555e767f08ae86c06b5f4124/Parent-Material-and-Soils-a-guide-to-the-influence-of-parent-material-on-soil-distribution-in-eastern-Australia.pdf (24. 6. 2024)
- Goldich, S.S., 1938. A Study in Rock-Weathering. In: *The Journal of geology* [online]. University of Chicago Press, 46, 17-58. <https://www.jstor-org.ezproxy.is.cuni.cz/stable/30079586?sid=primo> (15.3.2024)
- Holub, F. V., 2002. Obecná a magmatická petrologie. Karolinum, Praha.
- Hynek, A., 1984. Pedogeografie. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

- Chesworth, W., 1973. The parent rock effect in the genesis of soil. In: *Geoderma* [online]. Elsevier B.V, 10, 215-225, <https://www-sciencedirect-com.ezproxy.is.cuni.cz/science/article/pii/0016706173900645?via%3Dihub> (21.4.2024).
- Chlupáč, I., 2011. Geologická minulost České republiky. Vyd. 2., opr. Academia, Praha.
- Chuman, T., Gürtlerová, P., Hruška, J., Adamová, M., 2014. Geochemical reactivity of rocks of the Czech Republic. In: *Journal of maps* [online]. Routledge, 10, 341-349. <https://web-p-ebsohost-com.ezproxy.is.cuni.cz/ehost/pdfviewer/pdfviewer?vid=0&sid=aab01314-4842-4d58-8bef-f4b5fbfcf4ad%40redis> (4.3. 2024).
- Jenny, H., 1941. Factors of soil formation: a system of quantitative pedology. McGraw-Hill, New York.
- Johnson, D.L., 1990. Biomantle evolution and the redistribution of earth materials and artifacts. In: *Soil science*. Lippincott Williams & Wilkins, Baltimore, MD.149, 84-102.
- Johnson, D.L, Watson-Stegner, D., Johnson, D.N, Schaetzl, R. J., 1987. Proisotropic and proanisotropic processes of pedoturbation. In: *Soil science* [online]. Lippincott Williams & Wilkins, Baltimore, MD. 143, 278-292.<https://oce.ovid.com/article/00010694-198704000-00005/HTML> (3.4.2024).
- Johnson, D. L., Schaetzl, R. J., 2015. Differing views of soil and pedogenesis by two masters: Darwin and Dokuchaev. In: *Geoderma* [online]. Elsevier B.V, 237-238, 176-189. <https://www-sciencedirect-com.ezproxy.is.cuni.cz/science/article/pii/S0016706114003322?via%3Dihub> (28.4. 2024).
- Kettner, R. (1930): Geologie středočeského žulového masivu. In: *Příroda*, 23, 431–437, Brno.
- Kinraide, T.B., 2003. Toxicity factors in acidic forest soils: attempts to evaluate separately the toxic effects of excessive Al³⁺ and H⁺ and insufficient Ca²⁺ and Mg²⁺ upon root elongation. In: *European journal of soil science* [online]. Oxford, UK: Blackwell Science, 54, 323-333. <https://bsssjournals.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1046/j.1365-2389.2003.00538.x> (17.5.2024).
- Knotek, M.,1971. Strukturní variabilita peceradského gabra. Diplomová práce, Praha.
- Koutek, J., 1926. Nástin geolog poměrů území mezi Benešovem a Neveklovem ve středních Čechách. In: *Sborník státního geolog ústavu Československé republiky*, 1925, V., Státní geologický ústav, Praha.
- Kužvart, M.,1986. Gabroidní horniny mezi Týncem nad Sázavou a Benešovem. Diplomová práce, Praha.
- Le Maitre, R. W., 1976. Chemical variability of some common igneous rocks. In: *J. Petrol.*, 17, 589-637.
- Ložek, V., 1956. Zpráva o pracích na sestavení přehledné mapy ložisek přirozených hnojiv a minerální síly půd za rok 1956. Ústřední ústav geologický, Praha.

- Ložek, V., 1960. Mapa minerální síly půd. 1: 200 000. M-33-XXI Tábor. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Ložek, V., 1973. Příroda ve čtvrtohorách. Academia, Praha.
- Ložek V. et al., (2005). Střední Čechy. In: Mackovčín P. a Sedláček M. (eds.), *Chráněná území ČR*, sv. 13, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha.
- Ministerstvo zemědělství, 2018. Světová referenční báze pro půdní zdroje 2014. Rámec pro mezinárodní klasifikaci, korelaci a komunikaci. Akt. verze 2015. Ministerstvo zemědělství, Praha. <https://openknowledge.fao.org/server/api/core/bitstreams/aca9a595-1fed-480b-84b9-de6c630fc213/content> (5. 5. 2024)
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss., J. Geologie ČSSR. Díl I, Český masív. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- Moore, J. A., Kimsey, M. J., Garrison-Johnston, M., Shaw, T. M., Mika, P., Poolakkal, J., 2022. Geologic Soil Parent Material Influence on Forest Surface Soil Chemical Characteristics in the Inland Northwest, USA. In: *Forests* [online]. MDPI, Basel. 2022, 13, 1363 <https://www.proquest.com/docview/2716529107?accountid=15618&parentSessionId=0J88VszEn2XY%2BiqtBewksMyzNlpDO2rxRwgc70oAQKk%3D&pq-origsite=primo&sourcetype=Scholarly%20Journals> (7.7.2024)
- Němeček, J., 2011. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. Vyd. 2. Česká zemědělská univerzita, Praha.
- Němeček, J., Smolíková, L., Kutílek, M., 1990. Pedologie a paleopedologie. Academia, Praha.
- Němeček, J., Damaška, J., Hraško, J., Bedrna, Z., Zuska, V., Tomášek, M., Kaleda, M., 1967: Průzkum zemědělských půd ČSSR. Souborná metodika. 1. díl: Metodika terénního průzkumu, sestavování půdních map, kartogramů a průvodních zpráv. Geneticko-agronomická klasifikace půd ČSSR, Praha.
- Neuhäuslová, Z., Moravec, J., 1998., Kartografie Praha, 1998. Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky Map of Potential Natural Vegetation of the Czech Republic. 1:500 000. Akademie věd České republiky, Praha.
- Orlov, A., 1933. Příspěvek k petrografii středočeského žulového masivu. Říčansko–Benešovsko–Milevsko–Písecko. In: Věstník Státního geologického Ústavu Československé Republiky, Státní geologický ústav Československé republiky, Praha, 9, 1933, 135–144.
- Pansu, M., Gautheyrou, J., 2006. Handbook of soil analysis: mineralogical, organic and inorganic methods [online]. Springer, Berlin. <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-handbook-soil-analysis.pdf> (15.3.2023).

- Petránek, J., 2024. On-line Geologická encyklopedie [online].
<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?zrnitost#> (20.7.2024).
- Reiche, P., 1943. Graphic Representation of Chemical Weathering. In: *Journal of sedimentary research* [online]. University of New Mexico, Albuquerque, 13. <https://pubs-geoscienceworld-org.ezproxy.is.cuni.cz/sepm/jsedres/article/13/2/58/94983/Graphic-representation-of-chemical-weathering> (23.4.2024)
- Rejšek, K., Vácha, R., 2018. Nauka o půdě. Agriprint, Olomouc.
- rdr.io, 2024. Oneway.test: Test for Equal Means in a One-Way Layout.
<https://rdr.io/r/stats/oneway.test.html> (15.5.2024)
- Růžicková, E., Růžička, M., Zeman, A., Kadlec, J., 2003. Kvartérní klastické sedimenty České republiky: struktury a textury hlavních genetických typů. Česká geologická služba, Praha.
- Sáňka, M., Materna, J., 2004. Indikátory kvality zemědělských a lesních půd. ČR [online]. Ministerstvo životního prostředí, Praha.
https://www.mzp.cz/web/edice.nsf/CEFFC9BDDD360E2EC1256FAF0040EEF6/%24file/indikatory_e1.pdf
- Short, N. M., 1961. Geochemical variations in four residual soils. In: *The Journal of geology* [online]. University of Chicago Press, Chicago, 69, 534-571. <https://www-jstor-org.ezproxy.is.cuni.cz/stable/30056199?sid=primo> (1.1.2024)
- Schaetzl, R. J., Anderson, S. A., 2005. Soils: genesis and geomorphology. Cambridge University Press, Cambridge, 2005.
- Smolík, L., 1957. Pedologie. Státní nakladatelství technické literatury, Praha.
- Soil Science Division Staff, 2017. Soil survey manual. Ditzler, C., Scheffe, K., Monger, H.C. (eds.). USDA Handbook 18, Washington, D.C. <https://www.nrcs.usda.gov/sites/default/files/2022-09/The-Soil-Survey-Manual.pdf> (10. 5. 2024)
- Steffen, W., Paul, C.J., McNeill, J R., 2007. The Anthropocene: Are Humans Now Overwhelming the Great Forces of Nature. In: *Ambio* [online]. The Royal Swedish Academy of Sciences, Sweden, 36, 614-621. <https://www-jstor-org.ezproxy.is.cuni.cz/stable/25547826?sid=primo> (15.2.2024).
- Stejskal, J., 1971. Hodnocení agronomických vlastností našich půdotvorných substrátů. Academia, Praha.
- Stejskal, J., 1967. Zemědělská geologie. Vyd. 2. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
- Stejskal, J., Pelíšek, J., 1956. Lesnická geologie. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.

Svoboda, J., 1964. Regionální geologie ČSSR. Díl I, Český masív. Vyd. 1. Československá akademie věd, Praha.

Šarapatka, B., 2014. Pedologie a ochrana půdy. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.

Šefrna, L., 2009. Půdní pokryv Pahorkatiny– Dolní Posázaví. Soil Cover of Hilly Land – The Lower Sazava River Region. 1:25000. In: *Atlas krajiny České republiky. Landscape atlas of the Czech Republic*. 1st ed. 2009, Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha.

Technické normy ČSN, (2024). Kvalita půdy - Stanovení kationtové výměnné kapacity při pH půdy a výměnných kationtů za použití roztoku chloridu barnatého. ČSN ISO 11260 (836225). <https://www.technicke-normy-csn.cz/csn-iso-11260-836225-231511.html> (4.1.2023).

Tolasz, R., Míková, T., Valeriánová, A., Voženílek, V., 2007. Atlas podnebí Česka 1961-2000. Climate atlas of Czechia 1961-2000. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

Tomášek, M., 2007. Půdy České republiky. Vyd. 4. Česká geologická služba, Praha.

Ugolini, F.C. (Universita degli Studi di Firenze, Firenze, Italy), Corti, G, Agnelli, A., Piccardi, F., 1996. Mineralogical, physical, and chemical properties of rock fragments in soil. In: *Soil science*. Lippincott Williams & Wilkins, Baltimore, MD, 161, 521-542.

Vachtl, J., 1934. Soupis lomů ČSR. Okres Benešov, číslo 6. Český svaz pro výzkum a zkoušení techn., Praha.

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., 2024. Komplexní průzkum půd, [online]. <https://kpp.vumop.cz/?core=account> (2.7.2024)

Yaalon, D.H., 2024. Conceptual models in pedogenesis — A reply. In: *Geoderma* [online]. Elsevier B.V, 1976-01, 16, 263-264. <https://www.sciencedirect-com.ezproxy.is.cuni.cz/science/article/pii/0016706176900288?via%3Dihub> (5.8.2023).

8. Seznam obrázků, tabulek a grafů

Graf 1: Průměrný obsah Ca, Mg, K a P gabra, granodioritu a granitu v hmotnostních % uváděných Le Maitrem (1976).

Graf 2: Průměrné procentuální zastoupení Ca, Mg, P a K v žule, granodioritu a gabru z oblasti Středočeského plutonu dle dat ČGS (1997).

Graf 3: Porovnání chemického složení plutonických hornin vyskytujících se ve zkoumaném území (ČGS, 1997; Knotek, 1971; Koutek, 1926; Kužvart, 1986;).

Graf 4: Grafické znázornění průměrných půdních reakcí vzorků půd vzniklých na různých matečných substrátech.

Graf 5: Průměrná hodnota KVK v odebraných vzorcích půd.

Graf 6: Průměrná hodnota bazické saturace v odebraných vzorcích půd.

Graf 7: Porovnání průměrných naměřených hodnot KVK (bp) s průměrnými hodnotami KVK komplexního průzkumu půd (kpp) v okolí výzkumné oblasti s rozlišením matečných substrátů (VÚMOP, v.v.i., 2024).

Graf 8: Porovnání průměrných naměřených hodnot bazické saturace (bp) s průměrnými hodnotami bazické saturace KPP (kpp) v okolí výzkumné oblasti s rozlišením matečných substrátů (VÚMOP, v.v.i., 2024).

Graf 9: Porovnání průměrných naměřených hodnot výměnné půdní reakce (bp) s průměrnými hodnotami výměnné půdní reakce KPP (kpp) v okolí výzkumné oblasti s rozlišením matečných substrátů (VÚMOP, v.v.i., 2024.).

Obr. 1: Stupeň pH a minerální výživa rostlin. Rámcový pohled na vazbu půdní reakce a přístupnosti třinácti základních biogenních prvků přijímaných v minerální formě z půdy (Rejšek a Vácha, 2018)

Obr. 2: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd (J. Němeček a kol., 2011).

Obr. 3: Změna v chemickém složení půd vznikajících z různých vyvřelých hornin s postupujícím zvětráváním (Gray a Murphy, 1999).

Obr. 4: Základní topografická mapa okolí Týnce nad Sázavou s lokalizací půdních sond (ČÚZK, 2024b)

Obr. 5: Mapa lokalit geologických vzorků granodioritu a gabra na zkoumaném území uvedených v litogeochemické databázi (ČGS, 1997, ČÚZK, 2024b).

Obr. 6: Mapa geologických poměrů okolí Týnce nad Sázavou s lokalizací půdních sond (ČGS 2024; ČÚZK,2024b

Obr. 7: Ukázka půdní sondy.

Tab. 1: Klasifikační stupnice pro hodnocení obsahu Ca, Mg, K a P matečných hornin podle agronomických požadavků (Stejskal, 1967).

Tab. 2: Minerální síla gabra, granodioritu a granitu (Stejskal, 1967, 1971).

Tab. 3 Minerální síla gabra, granodioritu a granitu vypočtená z průměrného chemické složení těchto hornin uváděných Le Maitrem (1976).

Tab. 4 Minerální síla hornin se zahrnutým hodnocením „základního chemismu matečných hornin z hlediska předpokladů pro vznik dostatečného a jakostního sorpčního komplexu jílových minerálů“ (Stejskal, 1967).

Tab. 5: Geochemická reaktivita vybraných plutonitů (Chuman et al., 2014)

Tab. 6: Hodnocení průměrné minerální síly živin vytvořené z oblasti Středočeského plutonu dle dat ČGS (1997).

Tab.7: Porovnání chemického složení plutonických hornin vyskytujících se ve zkoumaném území a jejich minerální síly (ČGS, 1997; Knotek, 1971; Koutek, 1926; Kužvart, 1986;).

Tab. 8: Shrnutí výsledků laboratorních analýz

Tab.9: Hodnocení půdních reakcí lesních půd (Sáňka a Materna, 2004).

Tab.10: Hodnocení průměrných půdních reakcí vzorků odebraných z půd vzniklých na rozdílných matečných substrátech s uvedenými hodnotami průměrné aktivní a výměnné reakce.

Tab. 11: Výsledky p – hodnot testu pro aktivní a výměnnou půdní reakci

Tab. 12: Průměrné hodnoty KVK a bazické saturace pro odebrané vzorky půd vzniklé na gabru, požárském granodioritu a sázavském granodioritu

Tab. 13: Výsledky p – hodnot testu pro KVK a bazickou saturaci